

Bachelorarbeit

Analyse von zonalen Oberflächenströmungen im äquatorialen Atlantik aus Lagrange'schen Driftern und aus Altimetrie

erstellt von

Tronje P. Kemena

am IFM-GEOMAR, Kiel

Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät

der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

Betreuer: Prof. Dr. Peter Brandt, Priv. Doz. Dr. Arne Biastoch

Bearbeitungsbeginn 05. Juli 2011

Bearbeitungsende 06. September 2011

Zusammenfassung

Die Oberflächenströmungen im äquatorialen Atlantik lassen sich sowohl aus Driftern als auch aus Altimetrie bestimmen. Bei Drifterdaten handelt es sich hierbei um direkte Messungen der Strömungsgeschwindigkeit und bei Altimeterdaten erhält man die Anomalie der geostrophischen Strömung.

Ein wichtiger Teil der Arbeit umfasst den Vergleich von zonalen geostrophischen Strömungen aus Altimetrie- und Drifterdaten für den Bereich 32°W bis 15°W und für verschiedene Breitenbereiche zwischen 5°N und 5°S. Für die Altimeterdaten werden wöchentliche Oberflächenanomalien von AVISO auf einem 0.33°x0.33° Mercator-Gitter verwendet und für die Drifterdaten die beobachteten Geschwindigkeiten der Surface Velocity Program (SVP) Drifter und der ARGO Floats an der Oberfläche. Die Altimeterdaten werden mithilfe einer modifizierten Variante der äquatorialen Geostrophie (Lagerloef, et al. 1999) in geostrophische Geschwindigkeiten umgerechnet. Die Drifterdaten werden in geostrophische Geschwindigkeiten umgerechnet durch Abzug der Ekmanströmung und Korrektur des „down-wind slip“. Der „down-wind slip“ entsteht durch Wind- und Welleneinfluss und führt zu einer Abweichung der gemessenen Driftergeschwindigkeit zur vorherrschenden Strömungsgeschwindigkeit. Eine statistische Analyse ergibt eine weitestgehende positive signifikante Korrelation von Altimetrie- und Drifterdaten, sowie eine erhöhte Varianz für die Drifter Zeitreihen.

Den zweiten Teil der Arbeit nimmt die Untersuchung der interannualen Variabilität der zonalen geostrophischen Strömung ein. Eine durch Satelliten beobachtete Mode mit einer Periode von 1670 Tagen und einer Amplitude von 5.9 (+/- 1.9) cm/s soll verifiziert werden (Brandt, et al. 2011). In den Drifterdaten findet sich eine ähnliche Mode mit einer 1627 Tage Periode (unterschiedliche Breitenbereiche, Kapitel 3.2, Tabelle 4) bzw. einer 1780 Tage Periode für die interpolierten Daten (Kapitel 4). Die Amplitude für die 1780 Tage Periode wurde mit 4.4 cm/s bzw. 4.1 cm/s (Kapitel 4, Abbildung 19 c bzw. d) bestimmt. Die Unterschiede ergeben sich aufgrund der unterschiedlichen Berechnungsweisen.

Abstract

The surface current of the equatorial Atlantic can be calculated from drifter or altimetry. With drifter you have in-situ measurements of the current velocity and from altimetry data you get the anomaly of the geostrophic current.

An important part of this work is the comparison of zonal geostrophic currents from altimetry- and drifter data for a 32°W to 15°W range and for different latitude bins between 5°N and 5°S. The altimetry data consists of a weekly dataset of surface anomalies from AVISO on a 0.33°x0.33° Mercator-grid. The drifter data contains observed surface velocities of the ARGO Floats and velocities of the Surface Velocity Program (SVP) Drifter. For further investigations satellite altimetry is converted in geostrophic velocity with a modified model of the equatorial geostrophy from Lagerloef et al. (1999). Also Drifter data is converted into geostrophic velocity by subtracting the Ekman current and correcting the „down-wind slip“. This is generated by the effect of wind and waves. Due to the “down-wind slip” the measured in-situ velocity differs from the current velocity. Further statistical analysis shows a widely significant positive correlation of altimetry- and drifter data and an increased variance of the drifter time series.

The second part of this work deals with the investigation of interannual variability of the zonal geostrophic current system. A mode observed by altimetry with a period of 1670 days and an amplitude of 5.9 (+/- 1.9) cm/s shall be verified (Brandt, et al. 2011). A similar mode can be detected in the drifter data with a period of 1627 days for the latitude bins (chapter 3.2, table 4) and of 1780 days for the interpolated grid (chapter 4). The amplitude for the 1780 days period was determinate with 4.4 cm/s and 4.1 cm/s (chapter 4, Abbildung 19,c respectively 19,d). Differences are a result of different methods of calculation.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	2
2. Methoden und Daten.....	5
2.1 Satellitendaten.....	5
2.2 Drifterdaten	7
2.2.1 Zeitliche und räumliche Abdeckung.....	7
2.2.2 Korrektur von Wind- und Welleneinfluss.....	10
2.2.3 Ekman Strömung	11
2.2.4 Von der Driftergeschwindigkeit zur geostrophischen Strömung.....	12
3. Ergebnisse	13
3.1 Vergleich von zonalen Oberflächenströmungen aus Altimetrie und Driftern für 2°N bis 2°S	13
3.2 Interannuale Variabilität der Oberflächenströmungen für 2°N bis 2°S	17
3.3 Vergleich von zonalen Oberflächenströmungen aus Altimetrie und Driftern für 5°N bis 5°S auf einem 0.5° Gitter	20
3.4 Interannuale Variabilität der Oberflächenströmungen für 5°N bis 5°S auf einem 0.5° Gitter..	23
3.5 Die 1780 Tages-Periode im Detail	26
4. Diskussion	28
Appendix A: Fehlerrechnung für 2°N-2°S und 32°W-15°W.....	31
Abbildungsverzeichnis.....	36
Literaturverzeichnis.....	38

1. Einleitung

Der tropische Atlantik zeigt Variabilität in der zonalen Strömungsgeschwindigkeit auf verschiedensten Zeitskalen. Eine wichtige Schwingungsmoden ist hierbei die 1670 Tage Mode. Die Ursache hierfür sind die äquatorialen Deep Jets, zentriert nahe dem Äquator und in 200 bis 2000m Tiefe. Die Deep Jets propagieren ihre Energie vertikal in Richtung der Oberfläche und verursachen an der Oberfläche Variabilität in der zonalen Oberflächenströmung. An der Oberfläche wurde die Mode anhand von Altimetrie Daten nachgewiesen. Direkt hiermit verknüpft sind Schwankungen von Oberflächen Temperaturanomalien auf der gleichen Zeitskala. Diese haben Einfluss auf Niederschlagsanomalien im tropischen Atlantik. Ist die 1670 Tage Mode genau bekannt, kann dies die Vorhersage von längerfristigen Regenanomalien ermöglichen. (Brandt et al., 2011).

Die Zielsetzung dieser Arbeit ist es die aus Satellitenaltimetrie bestimmten Oberflächenströmungen und hieraus bestimmten Moden mit Drifterdaten zu vergleichen und zu verifizieren. Hierbei wird im Besonderen nochmal auf die oben genannte 1670 Tage Mode eingegangen.

Satelliten-Altmetrie ist ein einfaches und viel verwendetes Werkzeug um geostrophische Strömungen im Ozean zu untersuchen. Von Vorteil ist hierbei die gleichmäßige räumliche und zeitliche Abdeckung der Satellitenmessungen, um 2D-Vektorfelder mit einheitlichem Koordinatensystem zu erstellen. Es ist aber auch wichtig sich zu verdeutlichen welche Messfehler und Messungenauigkeiten bei der Satellitenmessung auftreten können. Auf seiner Flugbahn sendet der Satellit ununterbrochen Radarpulse aus und misst dabei die Zweiwegelaufzeit Satellit-Meeresoberfläche-Satellit. Zusätzlich muss die Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Pulse bestimmt werden. Statistische Messungenauigkeiten des Instruments, signifikante Wellenhöhe, Wasserdampf in der Troposphäre und freie Elektronen in der Ionosphäre haben hierbei einen großen Einfluss bei der Bestimmung der beiden Parameter. Der Abstand Satellit-Meeresoberfläche wird hierbei mit einer Wiederholgenauigkeit von 1-2 cm und einer absoluten Genauigkeit von 2-5 cm bestimmt. Gleichzeitig muss die genaue Position und Ausrichtung des Satelliten in Bezug zum Standardellipsoiden der Erde bestimmt werden und damit die allgemeine Meereshöhe (sea-surface height SSH). Die Positionsbestimmung geschieht mit einer absoluten Genauigkeit von 1-3.5 cm und die SSH kann man mit einer Genauigkeit von 2-5cm bestimmen. Die gemessene Meereshöhe setzt sich zusammen aus der Geoidhöhe und der dynamischen Meereshöhe.

Befindet sich die Meeresoberfläche im Ruhezustand und nur unter dem Einfluss der örtlichen Schwerkraft, so entspricht die gemessene Meereshöhe dem Geoid. Das Geoid ist also eine Äquipotentialfläche für das Schwerfeld der Erde. Weicht die Meerestopographie von dem Geoid ab so erhält man einen Druckgradienten in horizontaler Richtung. Für Zeitskalen länger als einige Tage und Längenskalen größer als einige zehn Kilometer kann man Geostrophie annehmen und somit aus der dynamischen Meereshöhe die geostrophischen Strömungen berechnen. Für die Genauigkeit der Berechnung ist die genaue Kenntnis des Geoids wichtig. Das Geoid war vor circa 10 Jahren mit einem Fehler von 37cm bekannt und ist auch heute noch nicht ausreichend genau bekannt um daraus Strömungen im Ozean zu berechnen. Deshalb zieht man Langzeitmittel von den gemessenen Satellitendaten ab und bestimmt damit die Anomalien der dynamischen Meereshöhe oder man verwendet in-situ Messungen zur Kalibration der Daten (Messunsicherheiten wurden Chelton et al. (2001) entnommen).

In naher Zukunft kann man dieses Problem aber vielleicht lösen. Ein Beispiel ist die Mission „Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer“ (GOCE), diese ist von der Europäischen Weltraumbehörde (ESA) ins Leben gerufen worden und im Laufe dieser Mission soll der Geoid mit einer Genauigkeit von 1-2 cm bestimmt werden (Quelle: www.esa.int).

Die äquatornahen Strombänder werden bei der Bestimmung der geostrophischen Strömungsgeschwindigkeiten häufig ausgelassen, da man hier nicht mehr mit der „normalen“ Geostrophie rechnen kann. Für diese Arbeit wird eine modifizierte äquatoriale Geostrophie von Lagerloef et al. (1999) verwendet. Auf diese wird im zweiten Kapitel genauer eingegangen. Der Einfluss der Meeresoberflächenlenkung auf die Strömungsgeschwindigkeit ist am Äquator wesentlich höher und so führt schon ein Messfehler von 1 cm im Bereich 1° N bis 1° S zu einer Änderung von 0.7 m/s (Picaut and Busalacchi, 2001).

Eine weitere Möglichkeit zur Bestimmung von Oberflächenströmungen bieten Positionsdaten von Lagrange'schen Driftern. Schon seit vielen Jahren gibt es Drifter im Ozean, aber erst seit man Positionen von Driftern mit Satelliten zu bestimmen vermag, ist es möglich geworden diese Methode im großen Stil anzuwenden. Ab diesem Zeitpunkt wurde eine große Anzahl Drifterbojen verschiedenster Bauart ausgelegt. Die verschiedenen Drifertypen führten dazu, dass die Strömungsmessungen untereinander nicht vergleichbar

waren. Wegweisende Programme waren hierbei das „Surface Velocity Program“ (SVP) vom „Tropical Ocean Global Atmosphere“ (TOGA) Experiment und vom „World Ocean Circulation Experiment“ (WOCE). Die SVP-Drifter besitzen in 15m Tiefe zentriert einen Treibsack und an der Oberfläche eine Oberflächenboje. Die Fläche des Treibsacks sollte besonders groß sein, damit die Position des Drifters möglichst nur durch die Strömung bestimmt wird. Die zusätzliche Beeinflussung durch den Wind wird „downwind slip“ genannt. Eine Reihe von Untersuchungen wurden hierzu durchgeführt, sowohl mit Treibsack (Niiler et al., 1995) (Niiler and Paduan, 1995) als auch ohne Treibsack (Pazan and Niiler, 2000).

Die vorliegende Arbeit betrachtet Drifterbewegungen im äquatorialen Atlantik. Auch hier muss man einige Besonderheiten berücksichtigen. In dieser Region ist die Oberflächenströmung divergent. Ein Drifter hält sich primär lieber in Konvergenzzonen auf. Dies hat somit Einfluss auf die Verfügbarkeit von Driftern nahe dem Äquator. Somit haben sowohl Satellitenmessungen als auch die Driftermessungen ihre jeweiligen Vor- und Nachteile.

Kapitel 2 beschreibt die Drifter- und Satellitendaten und die Methoden zur Berechnung der geostrophischen Strömungsgeschwindigkeiten. Zu Beginn des dritten Kapitels werden die Zeitreihen beider Datensätze verglichen anhand verschiedener Boxen für die Jahre 1997 bis 2011. Anschließend wird anhand einer harmonischen Analyse die interannuale Variabilität untersucht und einige ausgeprägte Moden genauer betrachtet. Im Anschluss werden die monatlichen Daten auf ein 0.5° Gitter interpoliert, um damit die meridionale Struktur dieser Moden aufzulösen und diese genauer zu lokalisieren. Im Kapitel 4 werden die verwendeten Methoden und mögliche Fehlerquellen diskutiert. Appendix A beinhaltet eine Fehlerrechnung für die Box 2°N bis 2°S ; 32°W - 15°W .

2. Methoden und Daten

2.1 Satellitendaten

Bei den Satellitendaten handelt es sich um einen Datensatz von AVISO mit Wochendaten: Die Messungen der Satellitentracks wurden auf ein $0.33^\circ \times 0.33^\circ$ Mercator-Gitter interpoliert vom DT-SLA (delayed time Sea Level Anomalies) Referenz Produkt. Die Daten der Satelliten wurden je nach Zeitraum zusammengefasst: Jason-2/Envisat, Jason-1/Envisat oder Topex-Poseidon/ERS. Der Gesamtzeitraum reicht von Oktober 1992 bis Dezember 2010. Für die Berechnung der zonalen geostrophischen Geschwindigkeiten aus den SLA kann in fast allen Bereichen des Ozeans geostrophisches Gleichgewicht angenommen werden (2.1). Dies ist das Gleichgewicht zwischen Druckgradientenkraft und der Corioliskraft. Die Druckgradientenbeschleunigung ist gegeben mit $\underline{a}_p = -g \cdot \left(i \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right)$ (y-Achse/meridionale Richtung: imaginärer Anteil, x-Achse/zonale Richtung: realer Anteil, g Gravitationskonstante). Diese entsteht aufgrund einer Auslenkung ζ der Wasseroberfläche von der Äquipotentialfläche der Erde. Die ausgelenkten Wassermassen streben den Zustand mit der geringsten potentiellen Energie an und werden deshalb entgegen des Gradienten in horizontaler Richtung beschleunigt. Hier entgegen wirkt die horizontale Coriolisbeschleunigung $\underline{a}_c = (v_f - i \cdot u_f) \cdot f$ (f Coriolisparameter, v_f/u_f Geschwindigkeit in meridionale/zonale Richtung.). Die Corioliskraft ist eine Scheinkraft aufgrund des rotierenden Bezugssystems Erde. In Gleichung (2.1) ist das Gleichgewicht für die zonale Komponente dargestellt.

$$u_f = -\frac{g}{f} \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial y} \quad (2.1)$$

Nahe dem Äquator gilt dieses Gleichgewicht jedoch nicht mehr. Der Coriolisparameter f geht hier gegen null und die Bedeutung der Corioliskraft für das allgemeine Gleichgewicht schwindet. Beziehungsweise würde man dieses Gleichgewicht am Äquator verwenden so würde der Coriolisparameter f gegen Null gehen und u_f gegen unendlich.

In dem Bereich zwischen 5°N und 5°S arbeitet man nicht mehr mit der f-Ebene. Man führt am Äquator die sogenannte β -Ebene ein und ersetzt f durch die lokale Steigung von f (2.2).

$$f = f_0 + \beta \cdot y \quad (2.2)$$

Somit erhält man am Äquator für die äquatoriale Geostrophie die Gleichung (2.3).

$$\beta \cdot y \cdot u_b = -g \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial y} \quad (2.3)$$

Nach der Ableitung nach y erhält man:

$$\beta \cdot u_b + \beta \cdot y \cdot \frac{\partial}{\partial y} u_b = -g \cdot \frac{\partial^2 \zeta}{\partial y^2} \quad (2.4)$$

y ist nahe des Äquators vernachlässigbar und so erhält man eine Gleichung für u_b .

Der Übergang von der f-Ebene zur β -Ebene ist gleitend und findet über die Gewichtungsfunktionen W_b , W_f statt (2.5).

$$u_g = W_b \cdot u_b + W_f \cdot u_f \text{ mit } W_b + W_f = 1 \quad (2.5)$$

Das Matlab-Skript zur Berechnung der zonalen Strömungsgeschwindigkeiten habe ich von Andreas Funk (IFM-GEOMAR) erhalten. Dabei handelt es sich um eine modifizierte Variante der äquatorialen Geostrophie von Lagerloef et al. (1999, Appendix A).

Die Unterschiede liegen in der Berechnung der Gewichtungsfunktionen W_b , W_f (siehe Abbildung 1) und in der Anpassung des Auslenkungsgradientens $\frac{\partial \zeta}{\partial y}$. W_b , W_f wird mit

Gleichung (2.6) berechnet:

$$W_b = 0.5 - 0.5 \cdot \tanh\left(2 \cdot \left(\left|\frac{y}{180^\circ} \cdot \pi\right| - 3\right)\right) \text{ mit } W_f = 1 - W_b \quad (2.6)$$

mit y in Breitengrad. $\frac{\partial \zeta}{\partial y}$ wird über die vom Satellit gemessene Sea Level Anomaly (SLA)

bestimmt und ein Polynom zehnten Grades wird an den Gradient der SLA in meridionaler Richtung angepasst. Lagerloef et. al verwendete hier ein Polynom 3ten Grades.

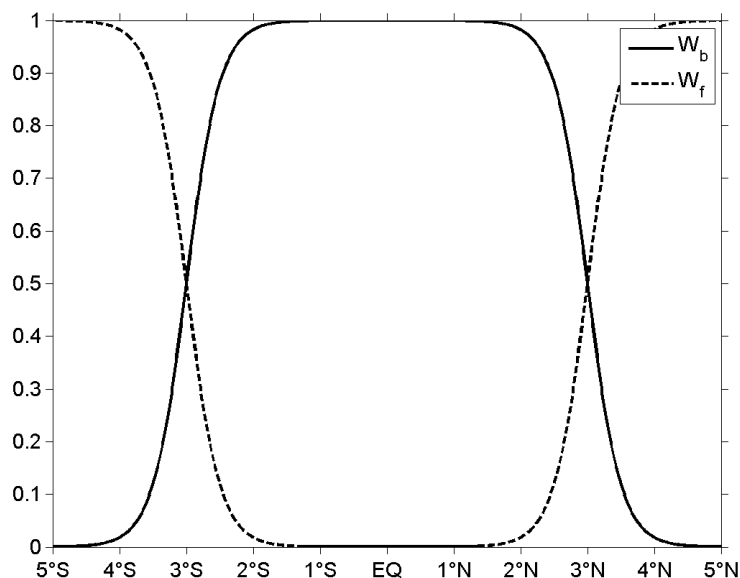


Abbildung 1 Gewichtungsfunktion $W_b = 0.5 - 0.5 \cdot \tanh\left(2 \cdot \left(\left|\frac{y}{180^\circ} \cdot \pi\right| - 3\right)\right)$ mit $W_f = 1 - W_b$

2.2 Drifterdaten

Zur Berechnung der geostrophischen Strömungsgeschwindigkeiten werden zwei verschiedene Datensätze verwendet. Der YoMaHa'07 Datensatz (Quelle: apdrc.soest.hawaii.edu/projects/yomaha/ und Lebedev et al., 2007) und die Driftergeschwindigkeiten aus dem „Surface Velocity Program“ (Quelle: www.aoml.noaa.gov/phod/dac/ und Lumpkin and Pazos, 2007). Für den Zeitraum vom Januar 2004 bis Dezember 2008 wurde festgestellt, dass es Probleme mit dem Sensor für die Detektion des Treibsacks gab (Grotsky et al., 2011). Der Sensor stellte das Fehlen des Treibsacks nicht fest. Die Problematik gilt nur für die mit Treibsack gekennzeichneten Daten. Deshalb wurde, wie im Paper empfohlen, nur die ersten 90 Tage der Drifter mit Treibsack verwendet. In den ersten 90 Tagen verlieren nur circa 30% aller Drifter ihren Treibsack. Für das folgende Kapitel ist dies schon berücksichtigt.

2.2.1 Zeitliche und räumliche Abdeckung

Die Verwendung beider Datensätze ist wichtig um die zeitliche und lokale Verfügbarkeit von monatlichen Datenpunkten zu erhöhen. Verwendet man nur die Surface Velocity Program Drifter (im Weiteren SVP Drifter), so würden sich große Lücken in der Zeitreihe ergeben (siehe Abbildung 2). Die SVP Drifter stehen zur Verfügung mit einer zeitlichen Auflösung von 1 Messung in 6 Stunden.

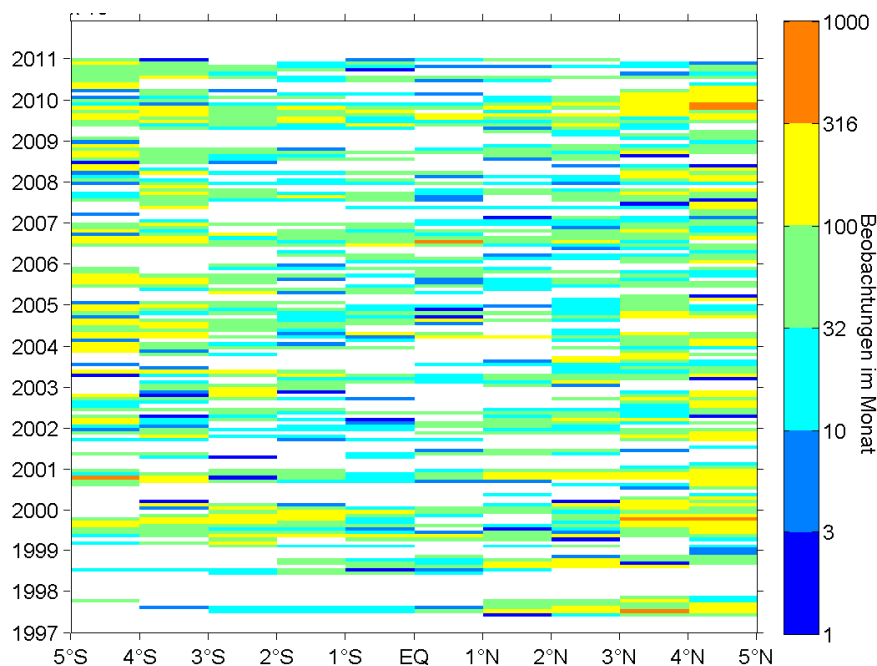


Abbildung 2 Anzahl der Datenpunkte für Monatsdaten von Surface Velocity Program Driftern auf einem 1° Breitengrad Gitter

Die geringe Dichte an Datenpunkten für den äquatorialen Atlantik ist auf die Eigenschaft der Oberflächendrifter sich bevorzugt in Konvergenzonen aufzuhalten zurückzuführen. Die generell vorherrschende westwärtige Strömung führt südlich sowie nördlich des Äquators durch die Corioliskraft zu einer polwärtigen Ablenkung der Strömung. Diese Divergenz vermindert die durchschnittliche Aufenthaltszeit eines Drifters. Wie in Abbildung 3 zu erkennen, befinden sich auch über das Jahr verteilt nicht immer gleich viele Oberflächendrifter im äquatorialen Atlantik. Von Juli bis Oktober befinden sich überdurchschnittlich viele Drifter in diesem Bereich. Dies könnte vielleicht mit der saisonalen Änderung des äquatorialen Windsystems zu tun haben oder aber mit dem Aussetzzeitraum. Für den in Abbildung 3 betrachteten Zeitraum und Box wurden in dem Monat Juni die meisten Drifter ausgesetzt (ohne Abbildung). Danach stieg die Anzahl der Beobachtungspunkte sprunghaft an.

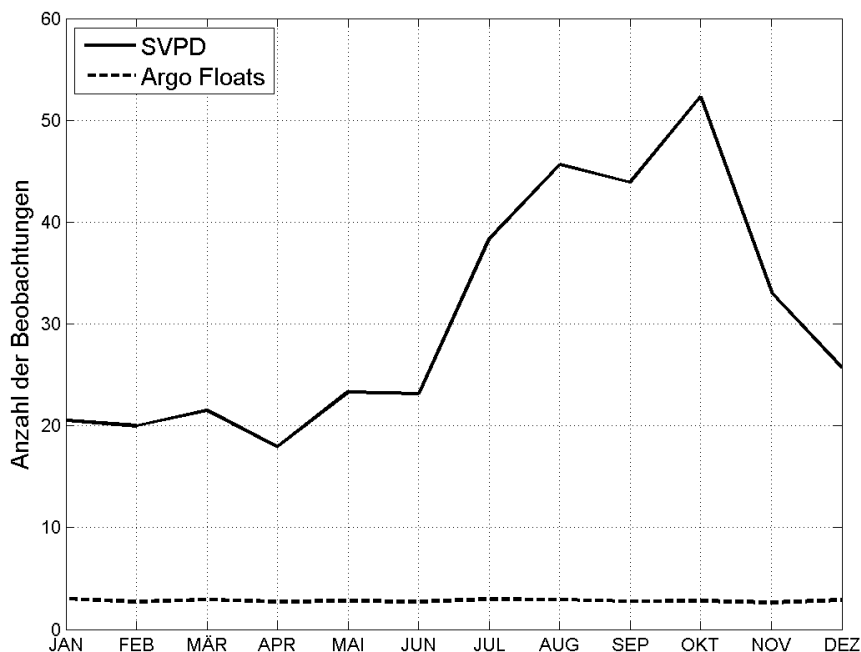


Abbildung 3 Durchschnittliche Anzahl an Beobachtungspunkten von Driftern für 5°N bis 5°S und 32°W bis 15°W für 1997 bis 2011; ARGO (Schwarz), SVPD (Blau)

Verwendet man nun zusätzlich Argo Floats so ergeben sich einige Vorteile. Die Argo Floats sind die meiste Zeit auf der Parktiefe in 1000 m Tiefe und gelangen nur alle 10 Tage für circa

6 bis 12 Stunden an die Oberfläche. Somit stehen zwar wesentlich weniger Messpunkte für Argo Floats zur Verfügung. Dafür unterliegen sie jedoch nicht dem oben genannten Konvergenz-Problem, wie sie für die SVPD gelten. Somit ist die Verteilung über das Jahr viel gleichmäßiger (siehe Abbildung 3) und auch räumlich hat man eine viel gleichmäßigere Abdeckung (ohne Abbildung). Mit der Kombination der beiden Datensätze erhält man eine viel dichtere Abdeckung der Zeitreihe mit monatlichen Datenpunkten, so dass man 50% mehr monatliche Datenpunkte für den Zeitraum Juni 1997 bis April 2011 hat. In Abbildung 4 ist die Datenabdeckung mit Argo Floats und SVP Driftern zu sehen.

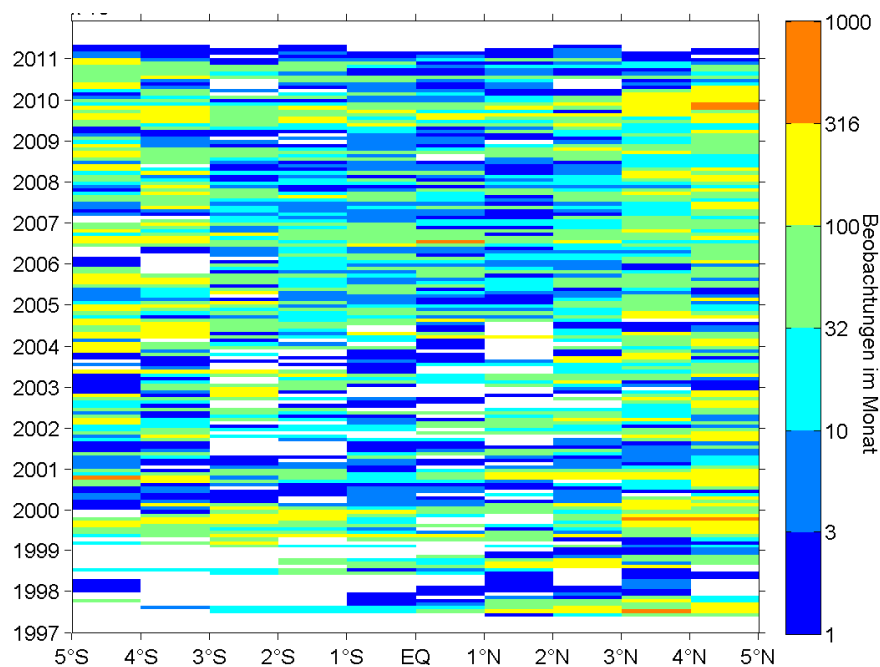


Abbildung 4 Anzahl der Datenpunkte für Monatsdaten von Surface Velocity Program Driftern und Argo Floats auf einem 1° Breitengrad Gitter

Drifter-Messungen sind für den Zeitraum Juni 1997 bis April 2011 vorhanden. Dennoch sind einige Bereiche und Zeiträume weniger gut abgedeckt. Betrachtet man den Zeitraum Juni 1997 bis Dezember 1998, so treten hier knapp 35% aller fehlenden Monatswerte auf und betrachtet man nur den Bereich südlich des Äquators so sind dies sogar 43%. Aus diesem Grunde wurden die Jahre 1997 und 1998 für einige Berechnungen nicht mit berücksichtigt.

2.2.2 Korrektur von Wind- und Welleneinfluss

Die beiden Datensätze können aber aufgrund der Bauform des Drifters nicht ohne weiteres zusammengefasst werden. Der SVP Drifter besitzt an der Oberfläche einen Schwimmkörper. Dieser ist über eine Kette mit einem in 15 m Tiefe zentrierten Treibsack verbunden(s.

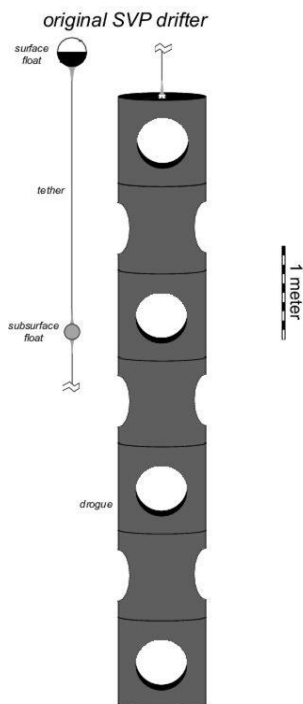


Abbildung 6 Schematische Zeichnung eines SVP Drifters (Quelle: www.aoml.noaa.gov)

Abbildung 6). Die Geschwindigkeit des Drifters setzt sich aus zwei verschiedenen Anteilen zusammen. Die über die vertikale Länge des Treibsacks gemittelte Strömungsgeschwindigkeit und die Abweichung des Drifters von der Strömungsgeschwindigkeit durch den Einfluss von Wind und Wellen (sog. „downwind slip“). Letzterer beträgt bei angehängtem Treibsack weniger als 1cm/s für 10m/s Windgeschwindigkeit (Niiler et al., 1995). Er kann ohne weitere Bedenken für die Berechnungen vernachlässigt werden. Bei Verlust des Treibsacks wird dies durch einen Sensor detektiert. Pazan und Niiler (2000) haben das Verhalten für verschiedene Drifterbauarten ohne Treibsack

untersucht, wobei sich hierbei für SVP Drifter ein mittlerer „downwind-slip“ von 7.9cm/s bei 10m/s Wind ergab.

Der „downwind-slip“ ist linear abhängig vom Wind und im Mittel in Richtung des Windes gerichtet. Die Argo Floats besitzen keinen Treibsack (s. Abbildung 5) und wurden nicht im Bezug auf den „downwind-slip“ untersucht, daher wurde der mittlere Koeffizienten von 8.8cm/s für die Korrektur verwendet. Für die Bestimmung der Windströmungen wurde die örtlich und zeitlich linear interpolierten 10m Winddaten von dem NCEP/NCAR Reanalyse Datensatz verwendet.

Die nun korrigierte in-situ Strömungsgeschwindigkeit besteht aus zwei Anteilen: Dem windgetriebenen Ekmananteil und dem geostrophischen Anteil.

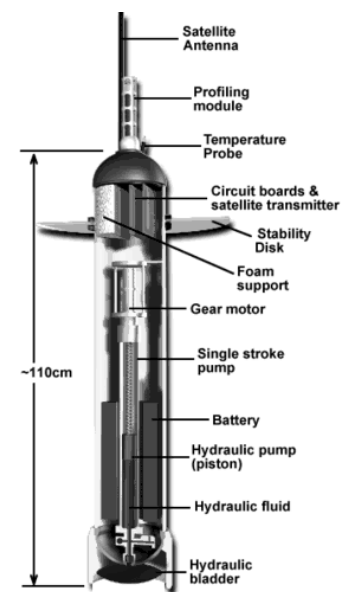


Abbildung 5 Schematische Zeichnung eines Argo Floats (Quelle: www.argo.ucsd.edu)

2.2.3 Ekman Strömung

In Kapitel 2.1 wurde die äquatoriale geostrophische Strömung mithilfe von Lagerloef et. al (1999) beschrieben. Nun wird mit dessen Hilfe auf die Ekman Strömung eingegangen.

Das allgemeine Gleichgewicht ohne Berücksichtigung von lokalen Beschleunigungstermen, advektiven Termen und lateraler Reibung lautet für die meridionale(2.7) und zonale(2.8) Richtung:

$$f \cdot u = -g \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{\tau_y}{\rho \cdot h} - \frac{r \cdot v_e}{h} \quad (2.7)$$

$$-f \cdot v = -g \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\rho \cdot h} - \frac{r \cdot u_e}{h} \quad (2.8)$$

Hierbei ist u die allgemeine Strömungsgeschwindigkeit in x -Richtung bestehend aus geostrophischer Geschwindigkeit u_g und Ekmangeschwindigkeit u_e : $u = u_g + u_e$. Das gleiche gilt für v in y -Richtung. ρ ist die Dichte angenommen mit 1025 kg/m^3 , r der Reibungskoeffizient, τ die Windschubspannungen in x bzw. y Richtung und h ist eine Skalierungsdicke für die Oberflächenschicht. Es wird angenommen die Driftergeschwindigkeit entspricht einer mittleren Strömungsgeschwindigkeit in dieser Oberflächenschicht mit der Dicke h . Durch die Multiplikation von (2.7) mit i und anschließende Addition von (2.8) erhält man eine Gleichung in komplexer Vektorform:

$$\underbrace{i \cdot f \cdot U}_{2.9a} + \underbrace{r \cdot U_e / h}_{2.9b} = \underbrace{-g \cdot Z}_{2.9c} + \underbrace{\tau / \rho h}_{2.9d} \quad (2.9)$$

mit $U = u + iv$, $U_e = u_e + iv_e$, $Z = \frac{\partial \zeta}{\partial x} + i \frac{\partial \zeta}{\partial y}$ und $\tau = \tau_x + i \tau_y$. Somit hat man zum einen

die Windkomponente (2.9d) mit Wirkung in Windrichtung, eine Reibungskomponente (2.9b) mit Wirkung entgegen der Strömung, eine Druckgradientenkraft (2.9c) mit Wirkung entgegen des Auslenkungsgradienten und eine Corioliskomponente (2.9a) mit Wirkung rechtwinklig zur Strömung. Zur Separation von geostrophischem Anteil und Ekman Anteil wird die Strömungsgeschwindigkeit U unterteilt: $U = U_e + U_g$. Somit erhält man das geostrophische Gleichgewicht, wie es schon in Kapitel 2.1 behandelt wurde:

$$i \cdot f \cdot U_g = -g \cdot Z \quad (2.10)$$

Und die Ekman-Komponente:

$$(i \cdot f \cdot h + r) \cdot U_e = \tau / \rho \quad (2.11)$$

Die Windschubspannung verursacht hier also eine Strömung, die durch die Corioliskraft und durch die Reibung balanciert wird. Somit ergibt sich für die Driftergeschwindigkeit folgende Gleichung:

$$U_{drifter} = U_g + \frac{1}{(i \cdot f \cdot h + r) \cdot \rho} \cdot \tau \quad (2.12)$$

mit der geostrophischen Geschwindigkeit $U_g = W_b \cdot U_b + W_f \cdot U_f$, der geostrophischen Geschwindigkeit $U_f = u_f + i \cdot v_f$ auf der f-Ebene und der geostrophischen Geschwindigkeit $U_b = u_b + i \cdot v_b$ auf der β -Ebene.

Lagerloef et. al hat für den Bereich zwischen 5°N bis 25°N und 5°S bis 25°S den Ansatz der Geostrophie auf der f-Ebene verwendet und für Gleichung (2.13) eine komplexe lineare Regression durchgeführt. Diese Regression zeigt auch gute Übereinstimmungen für den Bereich 5°N bis 5°S.

$$U_{drifter} \approx a_1 \cdot Z + a_2 \cdot \tau \quad (2.13)$$

mit den Koeffizienten $a_1 = (1 - W_b)(i \cdot g / f)$ und mit $a_2 = 1 / (i \cdot f \cdot h \cdot \rho + r \cdot \rho)$. Der für den tropischen Pazifik empirisch bestimmte Koeffizient a_2 besitzt einen realen Anteil r mit $r = 2.15E-4$ m/s und einen imaginären Anteil $f \cdot h$ mit $h = 32.5$ m.

Mit dem Koeffizienten a_2 wird nun die geostrophische Geschwindigkeit für die Drifter bestimmt:

$$U_g = U_{drifter} - a_2 \cdot \tau \quad (2.14)$$

Für die Bestimmung von τ werden die örtlich und zeitlich linear interpolierten Windschubspannungen von dem NCEP/NCAR Reanalyse Datensatz verwendet.

2.2.4 Von der Driftergeschwindigkeit zur geostrophischen Strömung

Die zonale geostrophische Strömungsgeschwindigkeit ist durch (2.15) bestimmt. Dies beinhaltet die Einzelmessungen der Drifter, die „downwind-slip“ Korrektur mit $x = 0.079$ für SVP Drifter und $x = 0.088$ für Argo Floats und der Berechnung der Ekmanströmung:

$$u_g = \underbrace{u_{meas}}_{Kap:2.2.1} - \underbrace{x \cdot u_{10mWind}}_{Kap:2.2.2} - \underbrace{\frac{r \cdot \tau_x + f \cdot h \cdot \tau_y}{\rho(r^2 + (f \cdot h)^2)}}_{Kap:2.2.3} \quad (2.15)$$

In Appendix A ist eine Fehlerrechnung für 2°S bis 2°N zu finden.

3. Ergebnisse

3.1 Vergleich von zonalen Oberflächenströmungen aus Altimetrie und Driftern für 2°N bis 2°S

Zuallererst wird der Jahresgang für die geostrophischen Strömungen verglichen. Hierzu habe ich eine Box von 32°W bis 15°W und von 2°N bis 2°S ausgewählt. Hierfür sind die Altimeterdaten für einen Zeitraum von Oktober 1992 bis Dezember 2010 verfügbar und die Drifterdaten für einen Zeitraum von Juni 1997 bis April 2011. Zur Berechnung des Jahresgangs wird ab dem Jahre 1997 für jeden Monat jeden Jahres ein Mittelwert gebildet und anschließend über alle Jahre gemittelt. Der Jahresgang für die Drifter $u_{JG,Drifter}$ und für Altimetriedaten $u_{JG,Altimetrie}$ ist in Abbildung 7 dargestellt. Die Altimetriedaten besitzen einen Offset zu den Drifterdaten. Dafür ist vermutlich die geringe absolute Genauigkeit der Altimeterdaten verantwortlich. Der Offset wurde für die Abbildung wie folgt entfernt:

$$u_{JG,Altimetrie-ohne-Offset}(n) = u_{JG,Altimetrie}(n) - \underbrace{\left[\frac{\sum_{n=1}^{12} u_{JG,Drifter}(n) - u_{JG,Altimetrie}(n)}{12} \right]}_{3.1a} \quad (3.1)$$

mit $n=1,2,\dots,12$ den jeweiligen Monaten der Klimatologie. (3.1a) ist die mittlere Differenz von den Drifterdaten zu den Satellitendaten. Ohne Offset ist die Übereinstimmung größer. (blaue und rot gestrichelte Kurve).

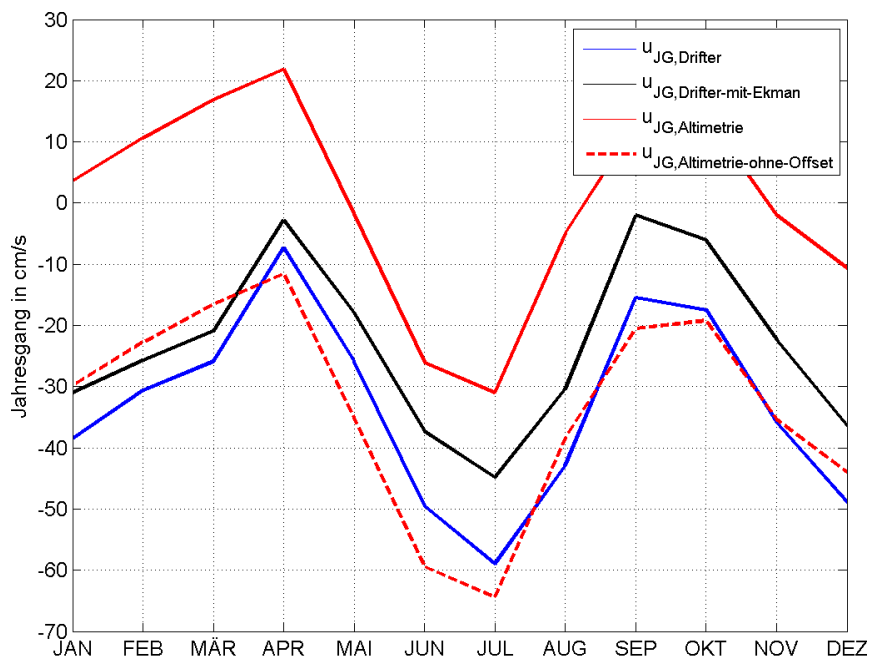


Abbildung 7 Jahresgang der Drifterdaten und der Altimeterdaten für die Jahre 1997 bis 2011 (32°W-15°W;2°N-2°S)

In Abbildung 7 ist außerdem noch der Jahresgang von der geostrophischen Strömung mit der Ekmanströmung $u_{JG, \text{Drifter-mit-Ekman}}$ zu sehen (schwarze Kurve). Zu dem Jahresgang nur aus der geostrophischen Strömung zeigt sich im Mittel eine Differenz von 10cm/s und betrachtet man die Monatswerte so hat man eine maximale Ekmanströmung von 24cm/s (ohne Abbildung).

Für den weiteren Vergleich werden die Anomalien u_{Anomalie} untersucht. Hierzu wird von den Monatsdaten u_g jeweils der Jahresgang des jeweiligen Monats u_{JG} abgezogen. Die Anomalien sind in Abbildung 8 dargestellt.

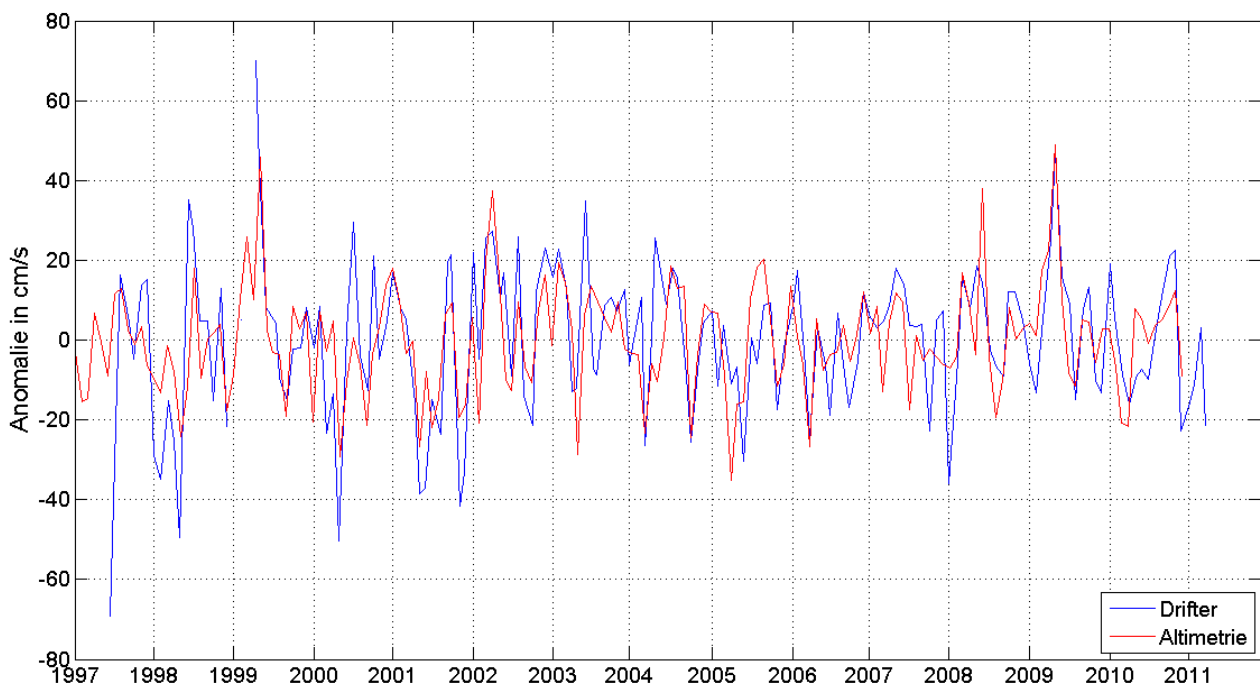


Abbildung 8 Zeitreihe der geostrophischen Anomalie von Driftern und Altimetrie (Monatsmittel; 32°W-15°W; 2°N-2°S)

Anhand dieser Abbildung lassen sich die Zeitreihen nur schwer vergleichen. Dies erreicht man besser über eine Korrelation der Zeitreihen (siehe Tabelle 1). Für die wie in Abbildung 7 dargestellten Zeitreihen beträgt der Korrelationskoeffizient 0.64. Zieht man die Ekmanströmung nicht ab oder nimmt man nur die SVP Drifter so fällt der Korrelationskoeffizient auf 0.59 ab. Für die Korrelation nur mit den YoMaHa floats fällt der Korrelationskoeffizient sogar auf 0.13. Dies könnte daran liegen, dass nur 1915 Messungen von Argo floats, aber 14340 Messungen für die SVP Drifter für diese Zeitreihe vorliegen. Die Korrelation mit dem Datensatz ohne „downwind-slip“ Korrektur zeigt überraschenderweise keine geringere Korrelation.

Entscheidend für den Vergleich ist aber nicht nur der Wert des Korrelationskoeffizienten, sondern auch die Höhe des Signifikanzlevels. Das Signifikanzlevel ist der Wert, den der Korrelationskoeffizient erreichen muss, damit die beiden Zeitreihen mit einer Sicherheit von zum Beispiel 95% signifikant korrelieren. Mit zunehmender Anzahl an Monatswerten erhöht sich die Anzahl der Freiheitsgrade und damit fällt das Signifikanzlevel ab.

Tabelle 1 Korrelation der Anomalie für Altimeterdaten und Drifterdaten. (Monatsmittel; 32°W-15°W;2°N-2°S; 1997-2011)

Spezifikation	Korrelationskoeffizient (R)	Anzahl Monatswerte
Datenreihen wie in Abb.7	0.64	160
Keine „downwind-slip“ Korrektur	0.64	160
Mit Ekmanströmung	0.59	160
Nur SVP Drifter mit Driftsack	0.62	108
Nur SVP Drifter	0.59	118
Nur YoMaHa Drifter	0.14	133

Vergleicht man die Anzahl der Monatswerte, wenn man nur einen Drifter Datensatz verwendet, so verliert man bei den SVP Driftern mehr als 25% der Monatswerte und bei den YoMaHa Driftern knapp 17% der Monatswerte. Dies wirkt sich auf die Anzahl der Freiheitsgrade aus.

Die Korrelation für das Monatsmittel und für das +/- 2 Monate gleitende Mittel abhängig vom gewählten Breitengradabschnitt ist in Tabelle 2 zu finden. Die Signifikanzlevel sind aus (Emery und Thomson, 1997) entnommen und anschließend auf den jeweiligen Freiheitsgrad linear interpoliert worden. Die Freiheitsgrade beider Datenreihen wurden mit einer Autokorrelation berechnet. Fällt die Autokorrelation unter das 95% Signifikanzlevel, so erhält man damit die Datenbreite für einen unabhängigen Messwert.

Tabelle 2 Korrelation der Anomalie von Satellitenanomalien und Drifteranomalien mit Signifikanzlevel für a.) Monatsmittel und für b.) +/-2 Monate gleitendem Mittel. Signifikanzlevel aus (Emery und Thomson, 1997) (32°W-15°W;2°N-2°S; 1997-2011)

Breitengradbereich	a/b Korrelationskoef. (R)	95% Signifikanzlevel für	N Freiheitsgrade
0°N bis 2°N	0.65 / 0.83	0.271 / 0.414	51 /21
1°S bis 1°N	0.56 / 0.69	0.272 / 0.414	50 /21
1.5°S bis 1.5°N	0.65 / 0.78	0.267 / 0.405	53 /22
2°S bis 2°N	0.64 / 0.77	0.264 / 0.405	54 /22
5°S bis 5°N	0.37 / 0.30	0.264 / 0.399	54 /23

Im Mittel ergab sich für die Monatswerte eine Breite von 3 Monaten und für das +/- 2 Monate gleitende Mittel eine Breite von 7 Monaten. Die Verwendung eines gleitenden Mittelwertes mit +/- 2 Monaten führt zu einer Glättung der Kurve und zu einer Erhöhung des Korrelationskoeffizienten, aber auch zu einer Abnahme der Freiheitsgrade.

Für eine Bereichsgröße von 5°S bis 5°N fällt der Korrelationskoeffizient unter 0.4. Dies könnte an den wenigen Messungen für 1997-1999 südlich vom Äquator liegen (siehe Kapitel 2.2.1).

Die Daten lassen sich nach dem Glätten nun auch visuell vergleichen (s. Abbildung 9). Die einfache Standardabweichung der Drifterdaten ist mit 9.46 cm/s wesentlich größer als die der Altimeterdaten 6.92 cm/s. Die Amplitude des harmonischen 1670 Tage Fit's beträgt 4.9 cm/s (siehe nächstes Kapitel).

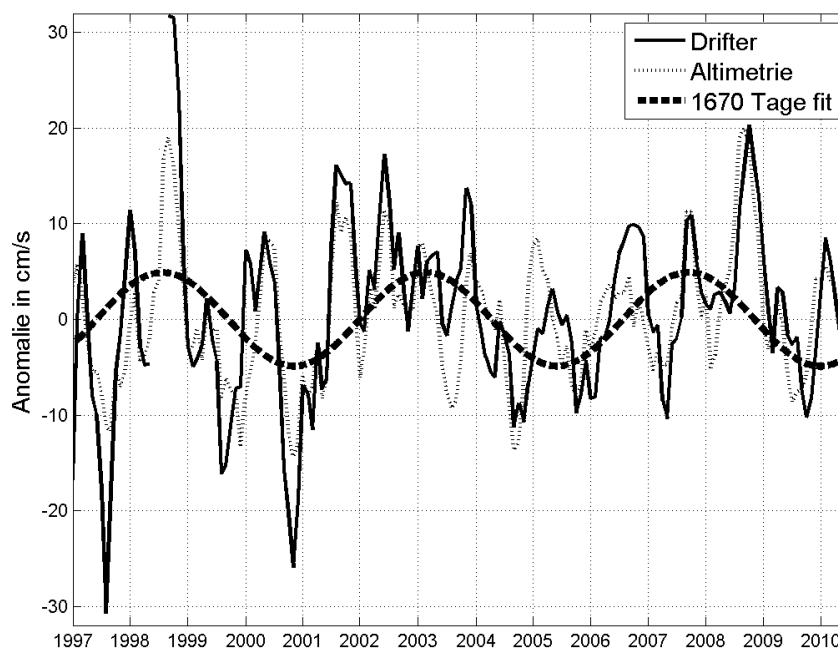


Abbildung 9 +/-2 Monate gleitendes Mittel für Satelliten- und Drifteranomalien, Harmonischer Sinus Fit der 1670 Tage Periode (32°W-15°W;2°N-2°S)

In Abbildung 10 (nächste Seite) sind die Anomalien von Drifter und Altimetrie direkt gegeneinander aufgetragen. Die Regressionsgrade hat eine Steigung von 1.0748 (+/- 0.14) und ein Offset von 0.66 (+/- 0.96) cm/s. Damit liegt die Steigung im Bereich von 1 und der Offset im Bereich von 0 cm/s. Für das 50% Vertrauensintervall ergibt sich eine Breite von 12.24 cm/s. Auch hier zeigt sich, dass die Zeitreihen sehr gut korrelieren und vergleichbar sind.

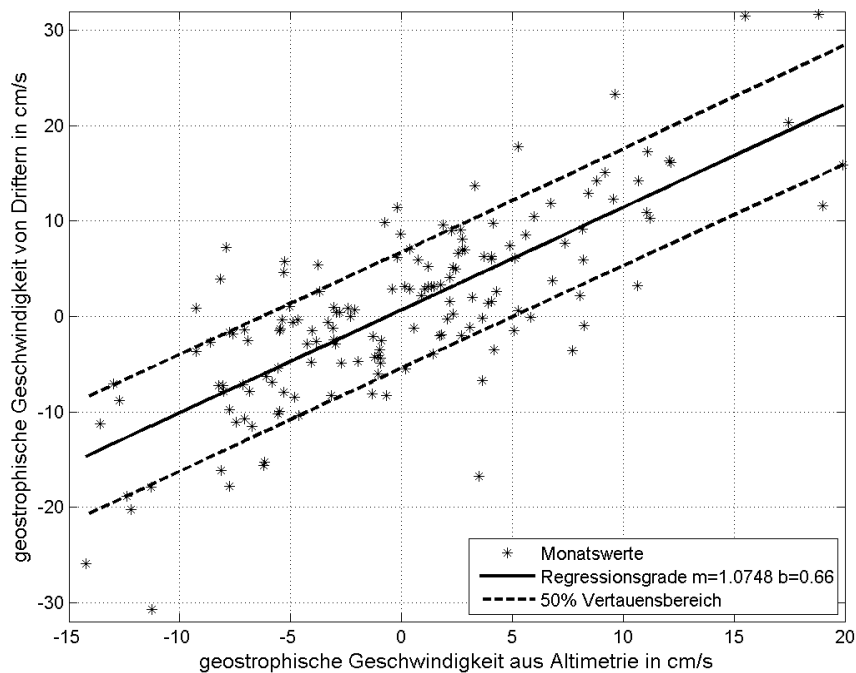


Abbildung 10 Lineare Regression der Anomalien für ein gleitendes Monatsmittel (+/- 2 Monate gleitendes Mittel; 32°W-15°W; 2°S-2°N; 1997-2011)

3.2 *Interannuale Variabilität der Oberflächenströmungen für 2°N bis 2°S*

Um die Variabilität zu untersuchen wird eine Sinus Kurve (3.2) an den Verlauf der Anomalie angefitet. Von der Anomalie wurde zuvor der mittlere Trend abgezogen.

$$y(t) = A \cdot \sin\left(\frac{2 \cdot \pi \cdot t}{T} - \varphi_0\right) + y_0 \quad (3.2)$$

Für die Periode T werden feste Werte von 10 bis 3000 Tagen in 10er Schritten eingesetzt. Die Amplitude A, die Phase φ_0 und der Offset y_0 wird jeweils so angepasst, dass die Funktion Δy für alle Messungen $u_{Anomalie}$ minimal wird:

$$\Delta y(A, \varphi_0, y_0) = \left(u_{Anomalie} - A \cdot \sin\left(\frac{2 \cdot \pi \cdot t}{T} - \varphi_0\right) + y_0 \right)^2 \quad (3.3)$$

Diese Anpassung wird für jede Periode T durchgeführt. Diese Methode nennt sich auch die Methode der kleinsten Quadrate. Die von der Sinuskurve erklärte Varianz wurde ermittelt, um festzustellen welche Relevanz jede Periode für die Variabilität hat.

$$erklVarianz = \frac{Var(Sinuskurve)}{Var(Zeitreihe)} \quad (3.4)$$

Zur Überprüfung wurde außerdem die ungeklärte Varianz ermittelt (3.5). Die ungeklärte Varianz zusammen mit der geklärten Varianz sollten jederzeit 1 ergeben.

$$\text{unerkl. Varianz} = \frac{\text{Var}(\text{Zeitreihe} - \text{Sinuskurve})}{\text{Var}(\text{Zeitreihe})} \quad (3.5)$$

Die durch die Sinuskurve erklärte Varianz für die Monatsdaten und für das gleitende +/- 2 Monate Mittel ist in Abbildung 11 dargestellt. Ausgewählte Perioden sind mit Buchstaben gekennzeichnet.

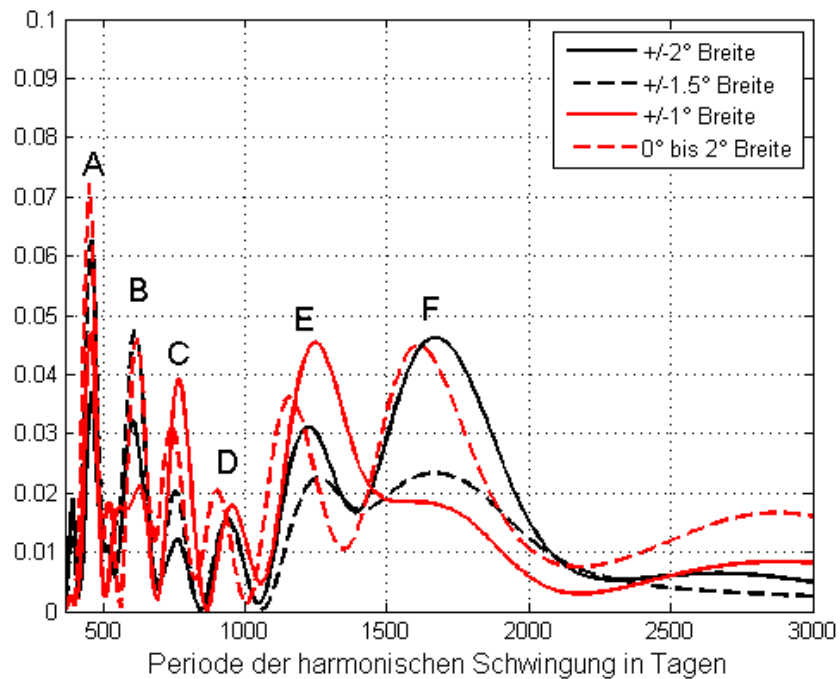
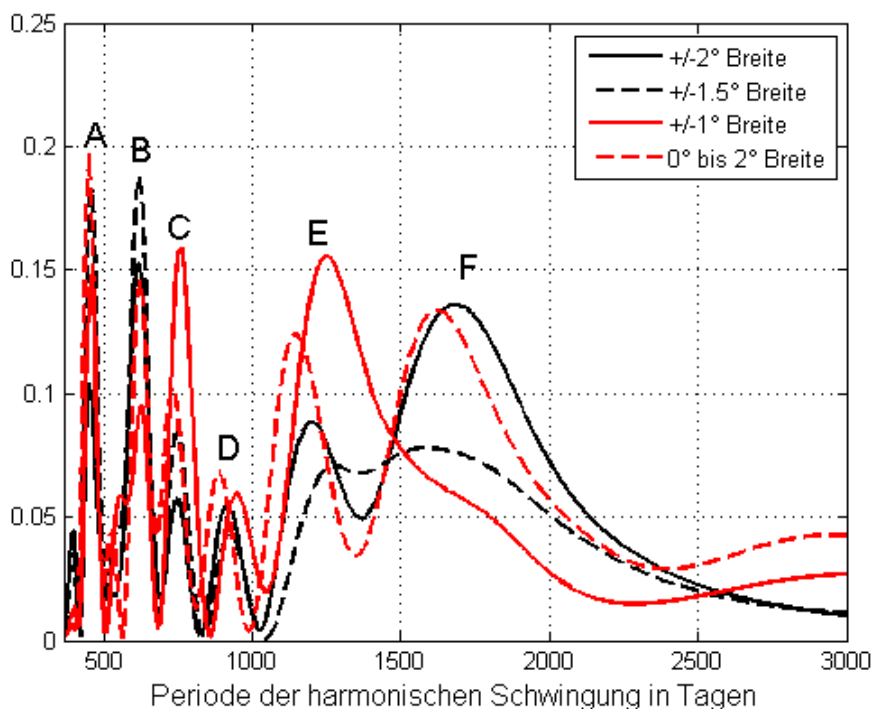


Abbildung 11 Erklärte Varianz eines Sinus-Fits (Methode der kleinsten Quadrate) angepasst an die Anomalie der Driftermessungen (32°W-15°W; 1997-2011)
oben: Monatsmittel; unten: +/- 2 Monate gleitendes Mittel



Für Perioden kleiner als ein Jahr (nicht mit abgebildet) konnte anscheinend nicht alle Variabilität herausgefiltert werden. Daher zeigt sich hier auch Variabilität. Für den Zeitraum größer als 2000 Tage sieht man für die 0 bis 2°N Kurve und für die 1°S bis 1°N Kurve eine leichte Zunahme der erklärten Varianz. In diesem Bereich scheint die verwendete Methode an ihre Grenzen zu stoßen. Die gesamte Zeitreihe hat eine Länge von ungefähr 5000 Tagen. Somit passen Perioden von 2000 Tagen nur 2.5 mal in diese Zeitreihe. Daher wurden nur Perioden bis 2000 Tage untersucht. Die Periodenmaxima für den 0° bis 2° Bereich fallen hierbei immer etwas niedriger aus. In Tabelle 3 sind die jeweiligen Perioden-Bereiche für die Maxima der erklärten Varianz aus Abbildung 11 aufgeführt. Hierbei fällt es auf, dass Perioden für gleitendes Mittel und Monatsmittel gut übereinstimmen.

Tabelle 3 Perioden-Bereiche für die Maxima der erklärten Varianz aus Abbildung 11

Maxima	Maxima im Bereich (Monatsmittel)	Maxima im Bereich (gleitendes Mittel)
A	450 – 460 Tage	450 – 460 Tage
B	600 – 630 Tage	620 – 630 Tage
C	740 – 770 Tage	730 – 760 Tage
D	900 – 950 Tage	890 – 950 Tage
E	1160 – 1260 Tage	1140 -1250 Tage
F	1610 – 1670 Tage	1580 – 1680 Tage

Die Maxima E und F sind detaillierter in Tabelle 4 aufgelistet. Auch hier sieht man, dass die Perioden für 0°N bis 2°N verhältnismäßig kurz sind. Für die 1°S bis 1°N Kurve ist kein Maxima F zu erkennen. Im Mittel könnte man bei dem Maxima E von einer 1220 Tagesperiode sprechen und bei dem Maxima F von einer 1640 Tagesperiode.

Tabelle 4 Maxima für die Perioden E und F aus Abbildung 11

Breitengradbereich	Maxima für E (Monatsmittel)	Maxima für E (gleitendes Mittel)	Maxima für F (Monatsmittel)	Maxima für F (gleitendes Mittel)
0°N bis 2°N	1160 Tage	1140 Tage	1610 Tage	1610 Tage
1°S bis 1°N	1250 Tage	1250 Tage	Sattelpunkt	-
1.5°S bis 1.5°N	1260 Tage	1280 Tage	1670 Tage	1580 Tage
2°S bis 2°N	1220 Tage	1200 Tage	1670 Tage	1680 Tage
Mittel	1223 Tage	1218 Tage	1650 Tage	1627 Tage

3.3 Vergleich von zonalen Oberflächenströmungen aus Altimetrie und Driftern für 5°N bis 5°S auf einem 0.5° Gitter

Die bis hierhin verwendeten Zeitreihen sind über einen großen Breitenbereich gemittelt. In Abbildung 12 ist zum Beispiel die mittlere Position der Drifter für den Breitengradbereich 2°N bis 2°S dargestellt. Hieraus resultierende mögliche Auswirkungen sind schwer abzuschätzen. Daher werden in diesem Kapitel die Daten auf ein neues Gitter interpoliert.

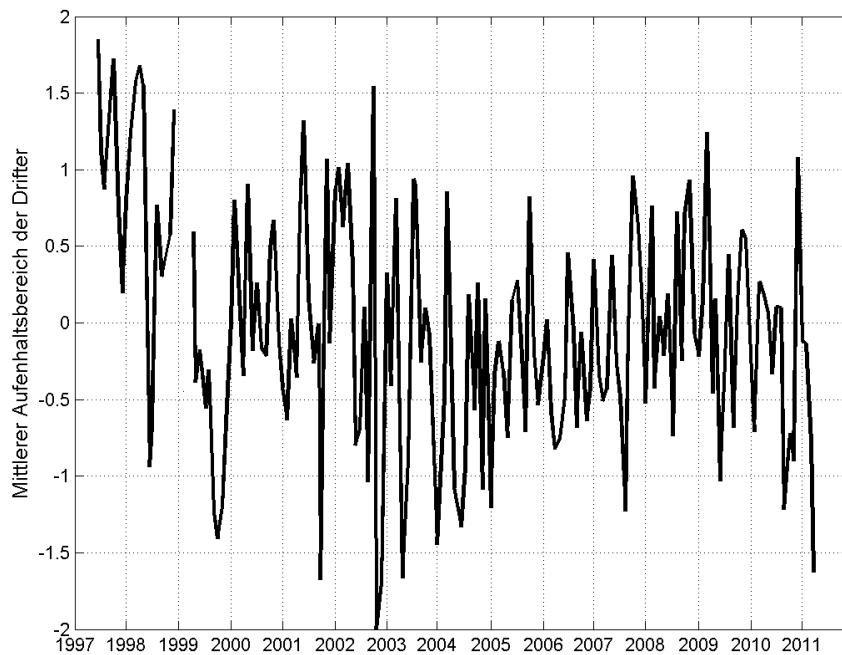


Abbildung 12 Mittlere Position der Drifter für den Bereich 2°N bis 2°S
(Monatsmittel; 32°W-15°W; 2°N-2°S; 1997-2011)

Für ein 1° breites Gitter sind die mittleren Positionen der Driftermessungen in Abbildung 13 dargestellt. Hier sieht man viele Lücken in den Zeitreihen der Drifter und zeitweise auch große räumliche Abweichungen.

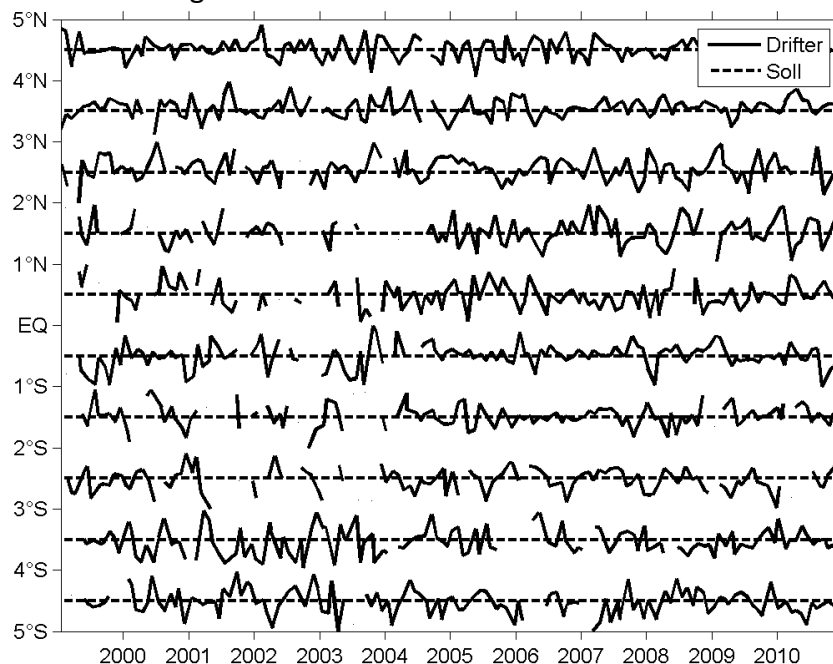


Abbildung 13 Mittlere Position der Driftermessung für ein 1° Gitter und die jeweilige Sollposition (Monatsmittel; 32°W-15°W; 1999-2011)

Damit diese Daten nun sinnvoll zu einem Hovmöller-Diagramm zusammengefügt werden können, müssen sie vorerst auf ein neues Gitter gebracht werden. Das neue Gitter besitzt eine Auflösung von 0.5° und 1 Monat pro Punkt. Für die Interpolation auf die Gitterpunkte wird ein räumlich gewichtetes Mittel verwendet, dessen Gewichtung mit der Zunahme des Abstandes Δr abnimmt. Hierbei unterscheidet man den räumlichen Abstand Δr_x und den zeitlichen Abstand Δr_y . Δr wird hierbei normiert durch den Einflussradius r_{inf} . Dieser beträgt für die zeitliche Dimension $r_{inf,y}=30$ Tage und für die räumliche Dimension $r_{inf,x}=0.75^\circ$. Werte, die einen größeren Abstand als 60 Tage oder als 1.5° haben, werden für den jeweiligen Gitterpunkt nicht berücksichtigt. w_i ist die jeweiligen Gewichtungen der einzelnen Gitterpunkte:

$$w_i = \exp\left(-\left[\left(\frac{\Delta r_{y,i}}{r_{inf,y}}\right)^2 + \left(\frac{\Delta r_{x,i}}{r_{inf,x}}\right)^2\right]\right) \quad (3.6)$$

Somit erhält man für einen Gitterpunkt die Strömungsgeschwindigkeit über folgende Gleichung:

$$u = \frac{\sum_{i=1}^n w_i \cdot u_i}{\sum_{i=1}^n w_i} \quad (3.7)$$

u ist die auf den Gitterpunkt interpolierte Anomalie der Strömungsgeschwindigkeit und u_i sind die Anomalien der Strömungsgeschwindigkeiten der jeweiligen Monatsmittel.

Abbildung 14, 15 zeigt die Ergebnisse dieser Mittelung für die Jahre 1999 bis 2011.

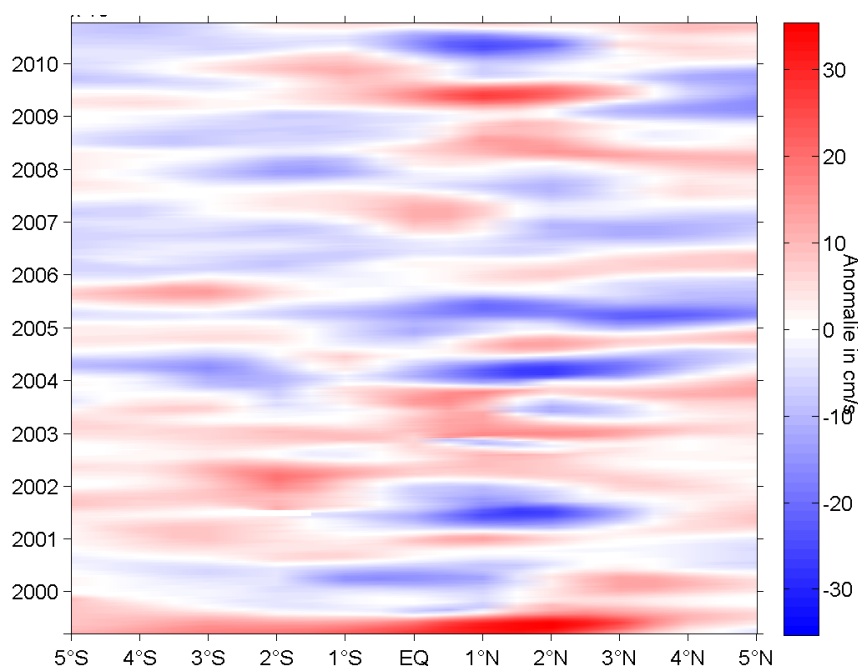


Abbildung 14 geostrophische Geschwindigkeit aus Driftern auf ein 0.5° Gitter interpoliert (siehe Gleichung (3.7), (3.6) (+/- 2 Monate gleitendem Mittel; 1999-2011)

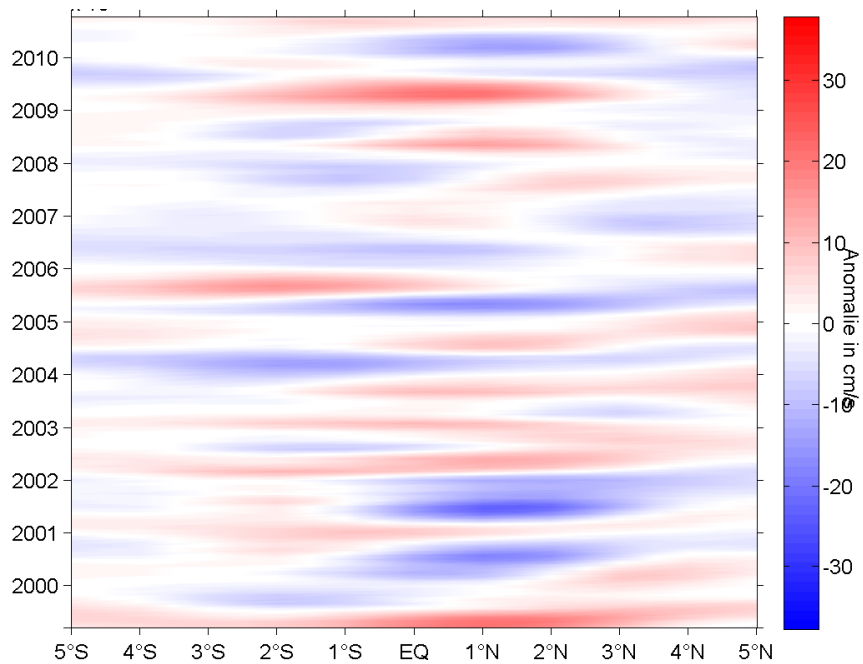


Abbildung 15 geostrophische Geschwindigkeit aus Altimetrie auf ein 0.5° Gitter interpoliert (siehe Gleichung (3.7), (3.6) (+/- 2 Monate gleitendem Mittel; 1999-2011)

Die Jahre 1997 und 1998 werden nicht in die Zeitreihe mit einbezogen, da hier für den Bereich südlich des Äquators zu viele Datenpunkte fehlen und dadurch der Korrelationskoeffizient von Drifter und Altimetrie sich verringert (siehe Abbildung 16). Vergleicht man Abbildung 14, 15 so fällt auf, dass die Satellitendaten mehr geglättet sind und geringere Amplituden als die Drifterdaten aufweisen. Um dies zu verifizieren ist für jede Zeitreihe in Abbildung 17 (nächste Seite) die einfache Standardabweichung bestimmt worden.

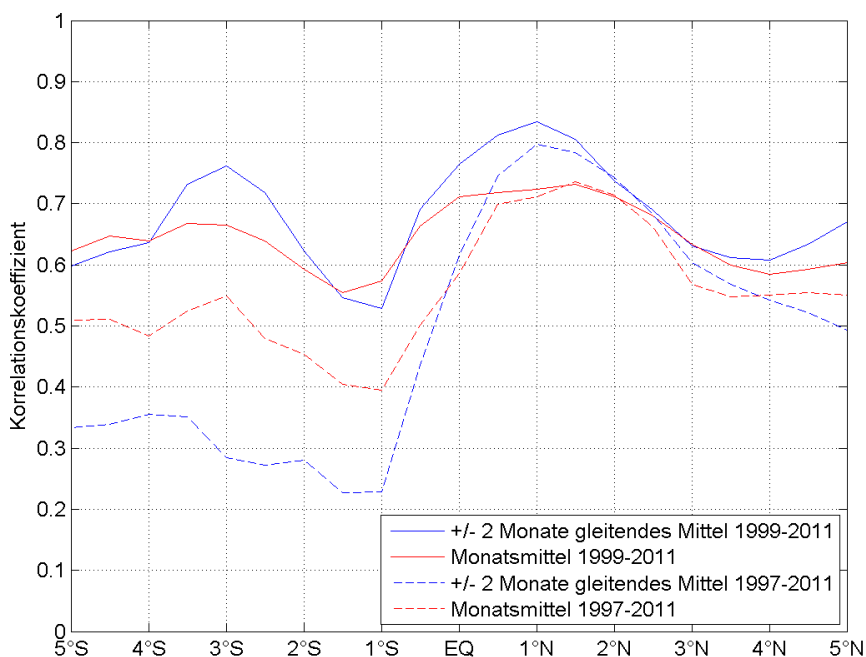


Abbildung 16 Korrelationskoeffizienten für Drifter- und Altimetriedaten interpoliert auf ein 0.5° Gitter (32°W-15°W)

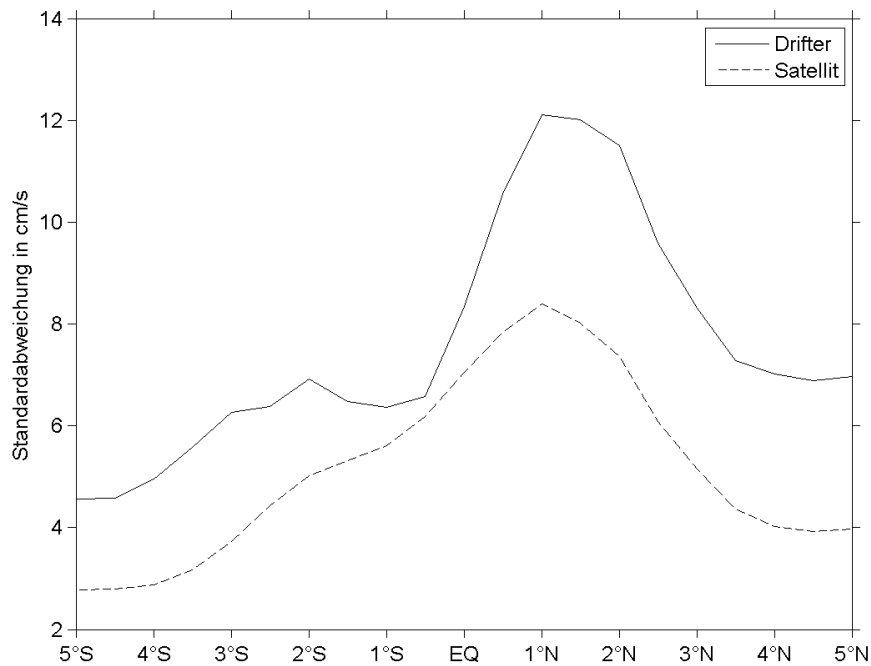


Abbildung 17 einfache Standardabweichungen für Drifter- und Altimetriedaten interpoliert auf ein 0.5° Gitter (+/- 2 Monate gleitendes Mittel, 32°W-15°W, 1999-2011)

Man erkennt außerdem, dass für den Bereich von 1°N bis 2°N viel Variabilität auftritt. Für die Bereiche südlich des Äquators und nördlich von 3°N ist die Variabilität wesentlich geringer.

3.4 *Interannuale Variabilität der Oberflächenströmungen für 5°N bis 5°S auf einem 0.5° Gitter*

Die 21 Zeitreihen auf dem 0.5° Gitter werden nun genauso an eine Sinuskurve (3.8) angepasst wie in Kapitel 3.2. Die Ergebnisse dieser Anpassung sind in Abbildung 18 für Drifter- und Altimetriedaten zusammengefasst. Hier sind sowohl die Amplitude A und die erklärte Varianz der Sinus Kurve dargestellt.

$$y(t) = A \cdot \sin\left(\frac{2 \cdot \pi \cdot t}{T} - \varphi_0\right) + y_0 \quad (3.8)$$

Die jeweiligen Maxima A bis F (vergleiche Abbildung 11 auf S. 18) und ein weiteres Maxima G sind auf der Abbildung markiert. Zuallererst fällt auf, dass das Maximum D nicht in den Satellitendaten zu finden ist. Die anderen Maxima sind in den Satellitendaten zu finden, sind aber meist in meridionaler Richtung nicht exakt zu lokalisieren.

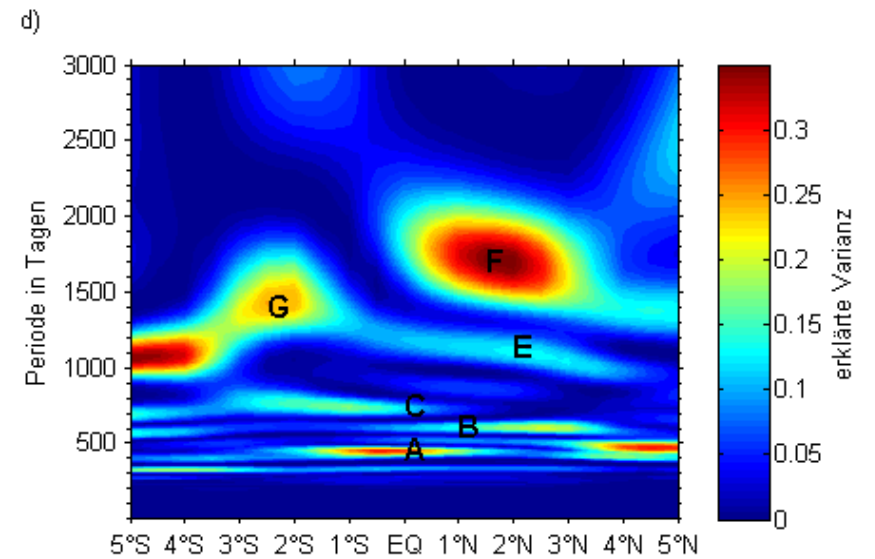
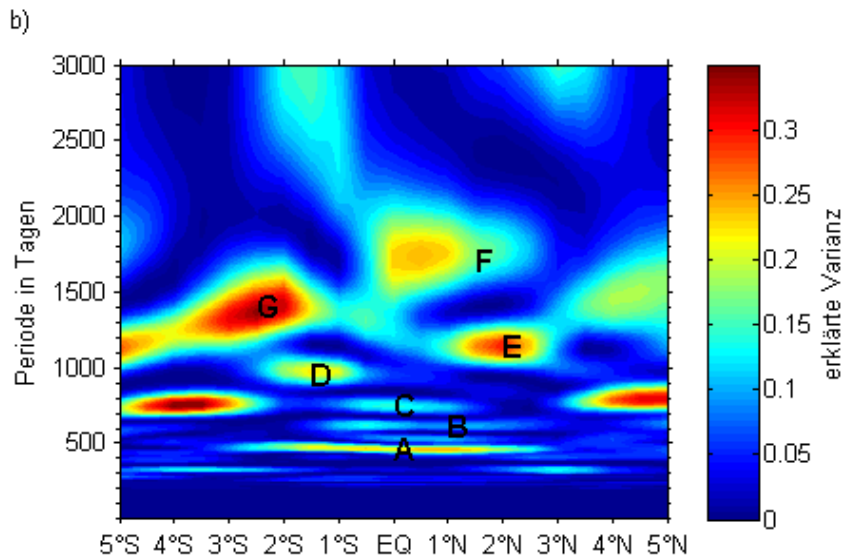
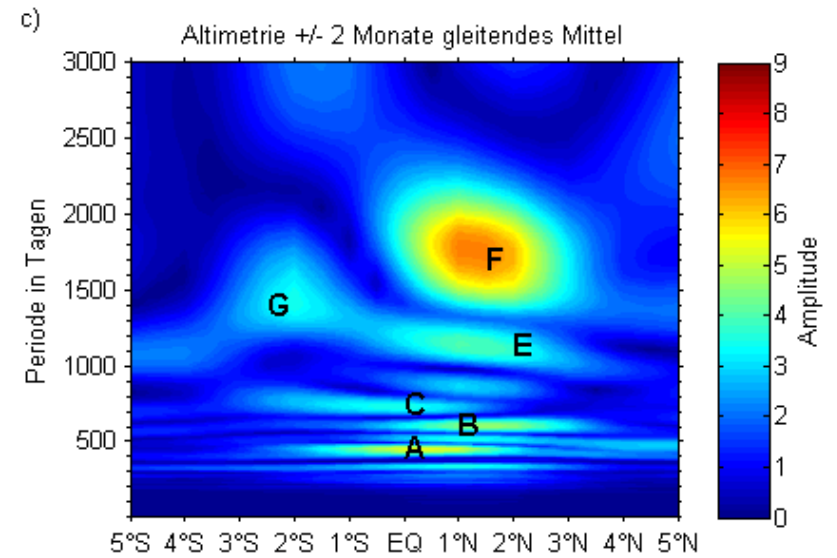
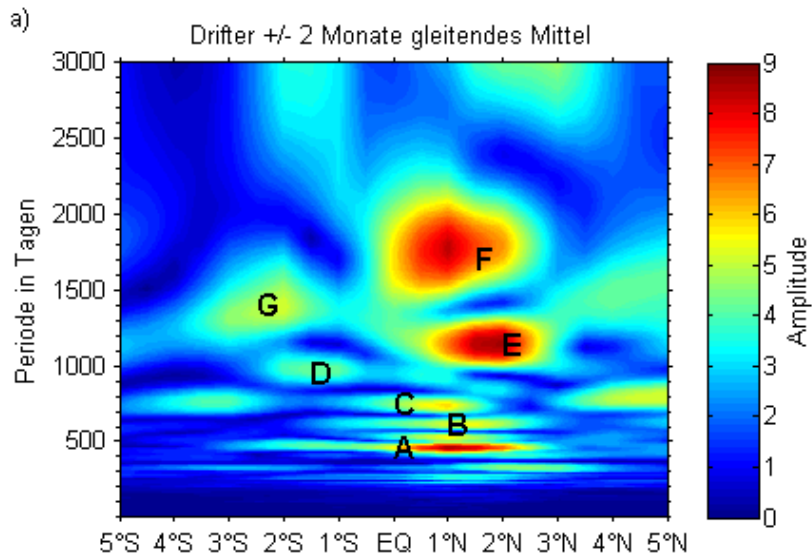


Abbildung 18 erklärte Varianz und Amplitude eines Sinus-Fits (Methode der kleinsten Quadrate) angepasst an die Anomalie der Driftermessungen und der Satellitenmessungen auf ein 0.5° Gitter interpoliert (+/- 2 Monate gleitendes Mittel, 32°W-15°W; 1999-2011)

- a.) Amplitude für Drifterdaten
- b.) erklärte Varianz für Drifterdaten

- c.) Amplitude für Satellitendaten
- d.) erklärte Varianz für Satellitendaten

In der Tabelle 5 wurden die jeweiligen Maxima für die Amplitude und für die erklärte Varianz bestimmt. Hierzu wurde mit Matlab das jeweilige lokale Maximum bestimmt. Vergleicht man die Periode der Amplituden, so stellt man hier die beste Übereinstimmung zwischen den beiden Datensätzen fest.

Die Satellitendaten zeigen das Maximum A um den Äquator herum zentriert. Anders als bei den Drifterdaten, dort ist es eher klar bei 1°N Nord zu finden mit einem kleinen Ausläufer Richtung 1°S. Zwischen A und B gibt es ein kleines Zwischenmaximum, das man am besten in der Amplitude in den Drifterdaten erkennen kann. Das Maximum der Amplitude B liegt bei beiden Datensätzen zwischen 1°N und 2°N, in den Satellitendaten verschiebt sich das Maximum in der erklärten Varianz Richtung 3°N. Das Maximum C ist am besten in der Amplitude der Drifterdaten bei 1°N zu sehen, in den Satellitendaten ist das lokale Maximum nicht direkt zu erkennen. Das Maximum E ist sehr klar in den Drifterdaten zu erkennen, für die Satellitendaten ist es aber fast gar nicht auszumachen.

Maxima	Breitengrad	Periode [Tagen]	Amplitude	Breitengrad	Periode [Tagen]	Amplitude
für Drifterdaten			für Satellitendaten			
A	1.0° N	450	8.0 cm/s	0.5° N	450	5.4 cm/s
B	1.5° N	610	5.4 cm/s	1.5° N	610	4.6 cm/s
C	1.0° N	730	5.8 cm/s	0.0° N	720	3.5 cm/s
D	1.5° S	980	4.2 cm/s	-	-	-
E	2.0° N	1150	8.6 cm/s	1.0° N	1150	4.0 cm/s
F	1.0° N	1780	8.4 cm/s	1.5° N	1750	6.8 cm/s
G	2.0° S	1390	5.2 cm/s	2.0° S	1420	3.5 cm/s

Tabelle 5 Position der maximalen Amplitude und maximalen erklärten Varianz der harmonischen Schwingung für Drifter- und Satellitendaten auf ein 0.5° Gitter interpoliert (2 Monate gleitendes Mittel, 32°W-15°W; 1999-2011)

Oben: Amplituden Unten: erklärte Varianz

Maxima	Breitengrad	Periode [Tagen]	erkl.Varianz	Breitengrad	Periode [Tagen]	erkl.Varianz
für Drifterdaten			für Satellitendaten			
A	1.0° N	460	0.247	0.5° S	450	0.299
B	1.5° N	620	0.104	2.5° N	600	0.204
C	0.0° N	750	0.147	1.0° S	740	0.171
D	1.5° S	980	0.224	-	-	-
E	2.0° N	1140	0.298	2.5° N	1080	0.135
F	0.5° N	1740	0.247	2.0° N	1690	0.354
G	2.5° S	1370	0.343	2.5° S	1430	0.250

Maximum F und G sind wieder in beiden Datenätzen gut zu erkennen. Die einzige Abweichung ist hier die Position von Maximum F. In den Satellitendaten liegt dies ungefähr zwischen 1.5°N und 2°N und für die Drifterdaten liegt dies circa zwischen 1°N und 0.5°N.

Das Amplituden-Maximum F mit einer 1780 Tages-Periode soll im folgenden Kapitel nochmal etwas genauer untersucht werden.

3.5 Die 1780 Tages-Periode im Detail

Das Amplituden-Maximum F mit einer 1780 Tagen Periode (siehe Tabelle 4, oben) soll anhand der Drifterdaten weiter untersucht werden. Das Maximum wurde zwischen 0.5°N und 1°N lokalisiert. Ein Bereich in dem auch die Schwingungen A, B, C und E einen Einfluss haben. Deshalb wird an die 0.5°N und 1°N Zeitreihe der Drifterdaten mehrere harmonische Kurven angefügt mit den jeweiligen Perioden T_i 450 Tagen, 610 Tagen, 730 Tagen, 1150 Tagen und 1780 Tagen. Es wurden hier die Perioden für die Amplituden Maxima A, B, C, E und F ausgewählt, da diese am besten mit den Satellitendaten übereinstimmen. Auch hier wurde die Methode der kleinsten Quadrate verwendet. Die Amplitude A_i , die Phase φ_{0i} und der Offset y_0 werden für jede Periode T_i angepasst.

$$y(t) = y_0 + \sum_{i=1}^5 A_i \cdot \sin\left(\frac{2 \cdot \pi \cdot t}{T_i} - \varphi_{0i}\right) \quad (3.9)$$

mit $T_i=450, 610, 730, 1150, 1780$ Tage für $i=1,2,3,4,5$. Für die Anpassung wurden die Zeitreihen mit einem +/-12 Monate gleitendem Mittel geglättet. Die Zeitreihen für 0.5°N und 1°N und y aus (3.9) sind in Abbildung 19 a, b dargestellt. Von diesen beiden Zeitreihen wurde $[y(t) - A_5 \cdot \sin(2 \cdot \pi \cdot t / T_5 - \varphi_{05})]$ abgezogen. Dies sind also alle bekannten Perioden ohne der 1780 Tagesperiode. In Abbildung 19 c, d ist nur noch die Mode mit 1780 Tage Periode und einer 4.4 cm/s bzw. 4.1 cm/s (Abbildung 19 c) bzw. d)) Amplitude zu sehen, sowie die übrige unerklärte Varianz. Die jeweiligen Varianzen sind in Tabelle 6 aufgeführt.

Tabelle 6 erklärte und unerklärte Varianzen für die angefügte Kurve $y(t)$ an die Zeitreihen aus Kapitel 3.5 (+/-12 Monate gleitendes Mittel, 32°W-15°W; 1999-2011; $T_i=450, 610, 730, 1150, 1780$ Tage für $i=1,2,3,4,5$)

	Varianz für 0.5°N	Varianz für 1.0°N
erkl. Varianz für T_i mit $i=1-5$	0.82	0.79
erkl. Varianz für $T=1780$	0.29	0.31
unerkl. Varianz	0.18	0.21

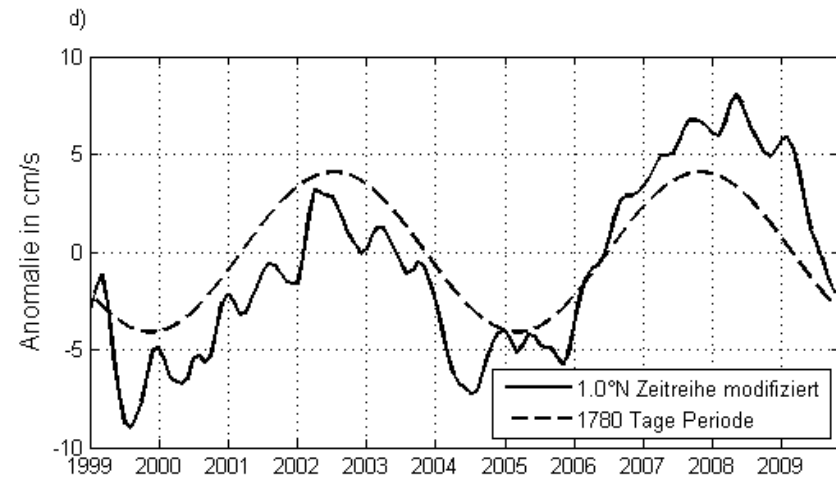
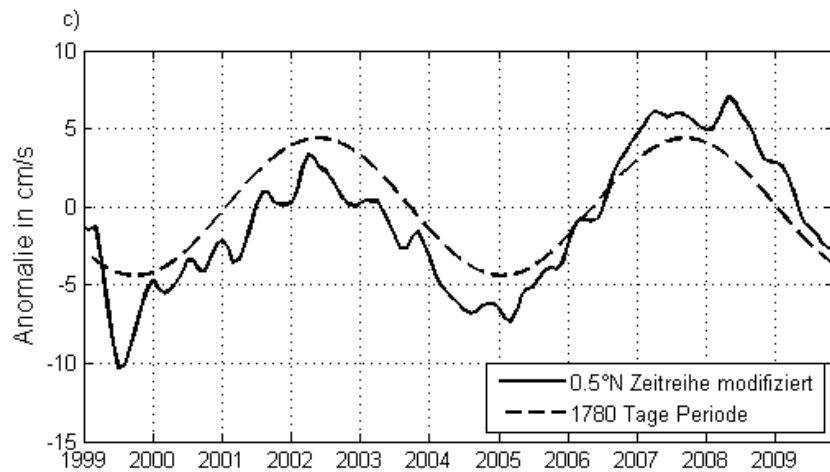
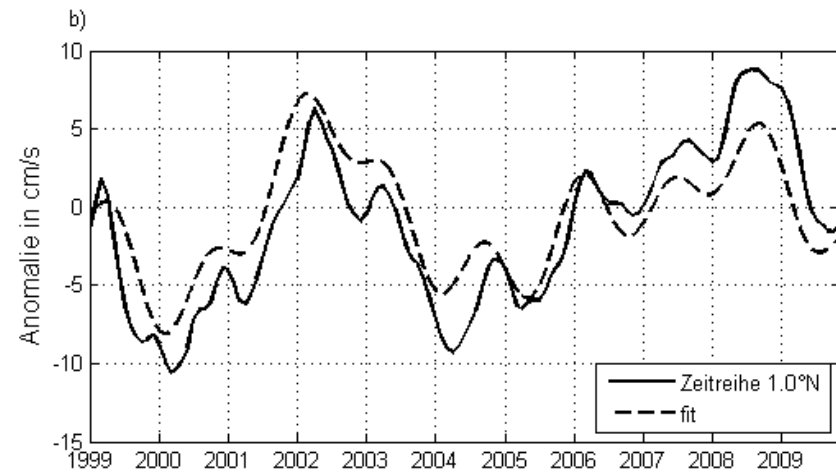
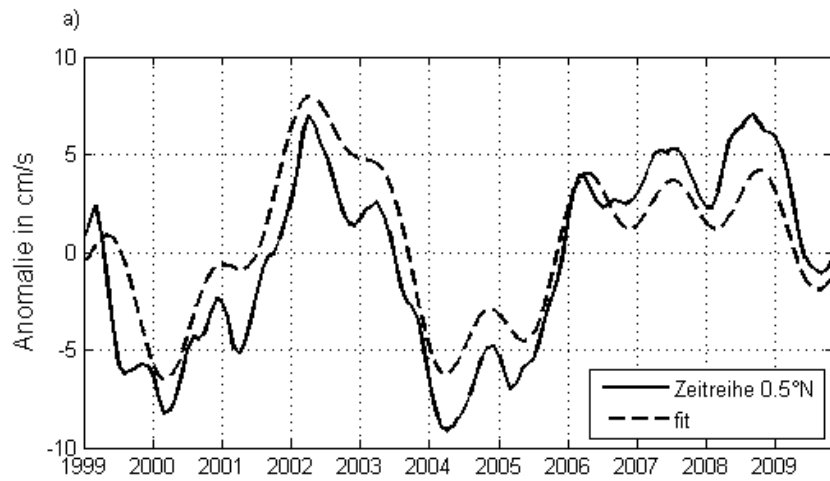


Abbildung 19 Anomalie Zeitreihen aus Driftern und mit Kurvenfit nach der Methode der kleinsten Quadrate. Zeitreihen siehe Kapitel 3.4

(+/-12 Monate gleitendes Mittel, 32°W-15°W; 1999-2011)

a,b.) Zeitreihe für a: 0.5°N; b: 1.0°N und angepasste Schar von Sinuskurven mit $T=450, 610, 730, 1150, 1780$ Tagen nach Gleichung (9)

c,d) modifizierte Zeitreihe für a: 0.5°N; b: 1.0°N und Sinuskurvenfit mit $T=1780$ Tagen;

modifizierte Zeitreihe: Zeitreihe aus a, b abzüglich der Sinuskurven für $T=450, 610, 730, 1150$ Tagen mit den hierfür ermittelten Phasen und Amplituden aus dem Kurvenfit

4. Diskussion

Zwei zentrale Fragestellungen hat diese Arbeit behandelt:

- Sind die äquatorialen zonalen geostrophischen Strömungen berechnet aus Altimetrie vergleichbar mit den geostrophischen Geschwindigkeiten aus Drifterdaten?
- Ist in den Drifterdaten auch eine Mode mit einer Periode von 1670 Tagen wiederzufinden?

Diese Mode in einem Datensatz von knapp 12 Jahren wiederzufinden bringt einige Probleme mit sich. Die 4.6 Jahres Periode passt etwas mehr als 2.5mal in den gesamten Datenzeitraum. Hier können schon begründete Zweifel aufkommen, ob sich solch eine Mode überhaupt mit so einer kurzen Zeitreihe nachweisen lässt.

Für die Drifterdaten wurden zwei unterschiedliche Messplattformen verwendet. Die ARGO floats und der SVP Drifter. Der Drifter ist, wie die Abkürzung SVP „Surface Velocity Program“ schon sagt, direkt für die Messung von Oberflächendrifter ausgelegt. Das ARGO float ist eigentlich zur Aufnahme von Tiefenprofilen ausgelegt und die Oberflächendriftergeschwindigkeiten sind eher ein Nebenprodukt. Die hiermit einhergehende Problematik wurde in Kapitel 2.2.2 beschrieben. Es wurde angenommen, dass sich das ARGO float ähnlich wie ein SVP Drifter ohne Windsack verhält, jedoch sind mir keine Untersuchungen bekannt, welche dieses belegen können. Somit ist es nicht möglich, die aus dieser Annahme heraus entstehenden Fehler zu bestimmen.

Die Verfügbarkeit und Verteilung der Drifter ist ein weiterer wichtiger Punkt. Die Strömung variiert in meridionaler Richtung wesentlich stärker als in zonaler Richtung. Wählt man nun Boxbreiten von 4° in meridionaler Richtung so hat man Anteile aus verschiedenen Strömungsbändern. Halten sich nun die Drifter im Mittel eher in einem nicht für diese Box repräsentativen Ort auf, so ergeben sich hierdurch auch Fehler. Der mittlere Aufenthaltsort kann dabei sehr stark schwanken (siehe Kapitel 3.3). Diese Problematik sollte durch eine Verringerung der Boxbreite auf 1° verbessert werden. Die hierbei entstanden Lücken wurden über eine gewichtete Mittelung der Zeit und des Aufenthaltsortes für maximal +/- 60 Tage bzw. +/- 1.5° Breite interpoliert. Diese Methode gibt einen differenzierteren Einblick in die Variabilität der Anomalien in meridionaler Richtung.

In zonaler Richtung wird dagegen über 17° gemittelt. Der Einfluss der ungleichen Verteilung von Driftern über diese 17° ist in dem Rahmen dieser Arbeit nicht untersucht worden. In Hinblick auf Beobachtung von Wellen begrenzt eine 17° Breite Box die Möglichkeit Wellen mit kurzen Wellenlängen zu beobachten. Die Wellenlänge sollte sehr lang, beziehungsweise die Periode sollte groß genug sein, um diese Welle mit der oben gewählten Boxbreite beobachten zu können. Deshalb wurde für diese Arbeit nur die interannuale Variabilität untersucht. Diese Wellen weisen aber auch für die oben genannte zonale Breite eine Änderung der Amplitude auf. Der Einfluss der ungleichmäßigen Verteilung der Drifter in zonaler Richtung wurde in Hinblick auf die Amplitudenänderung nicht untersucht. Dies könnte im Besonderen zu Ungenauigkeiten bei Moden mit kleiner Periode führen.

Die Fehlerrechnung sollte eine zentrale Position in einem solchen Vergleich einnehmen. Diese konnte aber aufgrund des Umfangs einer Bachelorarbeit nur am Rande behandelt werden und dort auch nur für die gemittelten Drifterdaten von 2°S bis 2°N . Eine weitere Ausführung der Fehlerrechnung wäre sicherlich sehr sinnvoll. Genauso wäre eine Fehlerrechnung für die Satellitendaten sehr interessant.

Trotz dieser vielen Unsicherheiten hat sich herausgestellt, dass die Drifterdaten mit den Satellitendaten gut vergleichbar sind. So findet man auch in den Drifterdaten eine der Deep Jets ähnlichen Mode mit einer Periode von 1780 Tagen. Diese ist zwar etwas länger als die gesuchte 1670 Tage Periode (Brandt et al., 2011), was aber an den oben genannten Fehlerquellen liegen könnte. Besonders gut ist die Mode zu erkennen, nachdem aus der Zeitreihe die Moden mit $T=450, 610, 730$ und 1150 Tagen entfernt worden sind. In Bezug auf die Lage der Mode weisen die beiden Datensätze Unterschiede auf. In den Altimeterdaten findet man diese zwischen 1.5°N und 2°N , bei den Drifterdaten zwischen 0.5°N und 1°N . Für die Drifterdaten spricht in diesem Fall, dass man in 1000m Tiefe eine ähnliche Periode von 1660 Tagen mit einem Maximum an erklärter Varianz bei 0.5°N festgestellt hat (Didwischus 2010).

Bei den oben erwähnten Arbeiten wurden, im Gegensatz zu der vorliegenden Arbeit, andere Boxgrößen mit unterschiedlicher zonaler Breite verwendet. Während in den zuvor erwähnten Arbeiten eine Box von 35°W bis 15°W verwendet wurde, liegt dieser Arbeit eine Box von 32°W bis 15°W zugrunde, auch wenn ursprünglich beabsichtigt wurde die gleichen Boxabmessungen zu verwenden. Für Perioden aus Drifterdaten mit einer Box über 32°W hinaus verschieben sich die Perioden. Die 1780 Tage Periode verschiebt sich in Richtung

2500 Tage Periode (ohne Abbildung). Das Glätten der Zeitreihe verstärkt diesen Effekt. Normalerweise sollte das Glätten und die Boxabmessungen keinen Einfluss auf die Periode haben. Aus diesem Grund habe ich mich für eine kleinere Box von 32°W bis 15°W entschieden. Vielleicht erhält man mit einer längeren Zeitreihe andere Ergebnisse für die größere Box.

Für 32°W bis 15°W zeigen die Altimeterdaten und Satellitendaten dennoch vergleichbare Moden. Die Zeitreihe der Altimeterdaten reicht zurück bis 1992. Nachdem diese Arbeit gezeigt hat, dass die Daten vergleichbar sind, wäre eine Analyse mit der Verwendung der gesamten Altimeter Zeitreihe eine gute Idee.

Betrachtet man nun die Phase für die oben genannte Mode, so ergeben sich hier starke Differenzen. Für die über 2°N bis 2°S gemittelte Datenreihe mit einem 1670 Tage Fit liegt das Maximum im vierten Quartal 2003 (siehe Abbildung 9, Seite 16). Für die 1780 Tage Periode aus den 1°Bin Daten liegt das Maximum ungefähr in der Mitte von 2002. Das Maximum für die ARGO Float Daten aus 1000m Tiefe für einen 1670 Tage Fit (35°W-15°W, 1°N-1°S) liegt im ersten Quartal 2004 (Brandt et al., 2011). Für Oberflächengeschwindigkeiten (35°W-15°W, Äquator) liegt das Maximum im vierten Quartal 2003 (Brandt et al., 2011). Der Grund für die große Differenz der 1°Bin Daten zu den anderen Daten könnte vielleicht in der Periodenlänge liegen.

Die zonalen Oberflächenströmungsgeschwindigkeitsanomalien sind mit Oberflächentemperaturanomalien im Atlantik verknüpft. Diese wiederum beeinflussen Wind- und Regenanomalien im tropischen Atlantik (Brandt et al., 2011). Die genaue Verifizierung der oben genannten Perioden ist sehr wichtig, da es die Vorhersage von längerfristigen Regenanomalien ermöglicht.

Die mit dieser Arbeit gewonnenen Daten liefern bis jetzt keine komplett übereinstimmenden Ergebnisse. Eine andere Methodik könnte vielleicht eindeutiger Ergebnisse liefern.

Appendix A: Fehlerrechnung für 2°N-2°S und 32°W-15°W

Für die Bestimmung des Messfehlers werden die in Tabelle 7 angegebenen Ungenauigkeiten verwendet und die Drifterdaten von 2°N bis 2°S. Mit Gleichung (A.1) wird die geostrophische Geschwindigkeit berechnet und soll für die Fehlerfortpflanzung als Ausgangsgleichung verwendet werden. (A.1a) ist hier die gemessene Driftergeschwindigkeit; (A.1b) wird ggf. für die Bestimmung der „downwind-slip“-Korrektur verwendet (hier für SVP Drifter) und (A.1c) ist der Ekman-Anteil.

$$u_G = \underbrace{u_{meas}}_{A.1a} - \underbrace{0.79 \frac{cm}{s} \cdot u_{10mWind}}_{A.1b} - \underbrace{\frac{r \cdot \tau_x + f \cdot h \cdot \tau_y}{\rho(r^2 + (f \cdot h)^2)}}_{A.1c} \quad (A.1)$$

Tabelle 7 Ungenauigkeiten der Einzelparameter für die Bestimmung der geostrophischen Geschwindigkeit aus Driftern

Einflussgröße	Ungenauigkeit	Quelle
Positionsbestimmung Drifter	Variabel	Datensatz YoMaHa, SVPD
„downwind-slip“-Korrektur	Argo: $\pm 0.06 \frac{cm}{s}$	(Pazan and Niiler, 2000)
(B_{difference})	SVP: $\pm 0.07 \frac{cm}{s}$	
Ekman-Strömungsgeschw.	h: $\pm 1.2m$; r: $\pm 0.003 \frac{cm}{s}$	(Lagerloef et al., 1999)
Windgeschw. NCEP/NCAR	$\pm 25\%$	geschätzt
Windschubspg. NCEP/NCAR	$\pm 25\%$	geschätzt

Unter der Annahme, dass alle Parameter in Tabelle 7 unabhängig voneinander sind, wird für die Berechnung des Fehlers jeden Drifters Δu_G das quadratische Fehlerfortpflanzungsgesetz (A.2) verwendet mit den jeweiligen Ungenauigkeiten Δx_i der einzelnen Parameter x_i .

$$\Delta u_G = \sqrt{\left(\frac{\partial u_G}{\partial x_1} \Delta x_1\right)^2 + \left(\frac{\partial u_G}{\partial x_2} \Delta x_2\right)^2 + \dots} \quad (A.2)$$

Es werden 6 Messungen aus dem Yomaha Datensatz mit Positionsungenauigkeiten von 10 m/s entfernt. Hierbei handelte es sich anscheinend um einen Fehler im Datensatz. Außerdem wurden 5 Messwerte mit einer Genauigkeit größer als 15 cm/s entfernt.

Der Fehler der geostrophischen Geschwindigkeit aller Drifter zwischen 2°N und 2°S ist in Abbildung 20 dargestellt. Weniger als 1% aller Drifter haben einen Fehler größer als 10 cm/s und knapp 80% haben einen Fehler kleiner als 5 cm/s. Im Mittel liegt der Fehler bei 3.3 cm/s.

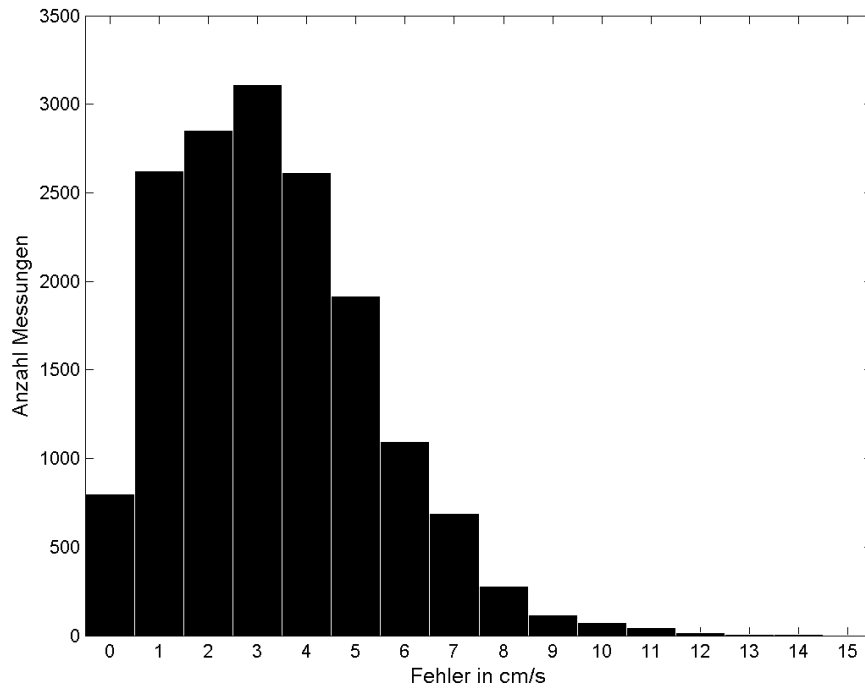


Abbildung 20 Fehler (einfache Standardabweichung) für die Bestimmung von u_g aus Driftermessungen von 2°N bis 2°S und 32°W bis 15°W

Zur weiteren Analyse sind in Abbildung 20 alle Fehler in drei Fehlergruppen zusammengefasst. Die Unterteilung ist wie in Gleichung (A.1) in Ekman-Anteil, „downwind-slip“-Korrektur und Positionsfehler. Es lässt sich erkennen, dass der Positionsfehler den geringsten Anteil einnimmt. Der Fehler für die „downwind-slip“-Korrektur lässt sich recht einfach unterteilen in einen circa 0 bis 1 cm/s Fehler für die 4475 Beobachtungen für Drifter ohne Treibsack und einen 0 cm/s Fehler für die 11780 übrigen Beobachtungen. Der mittlere Fehler für Drifter mit Treibsack liegt bei 0.7 cm/s. Der Fehler für die Bestimmung von Ekman verursacht mit 3.23 cm/s die größten Ungenauigkeiten. Hierfür sind die mit +/- 25% geschätzten Ungenauigkeiten der Windschubspannung verantwortlich.

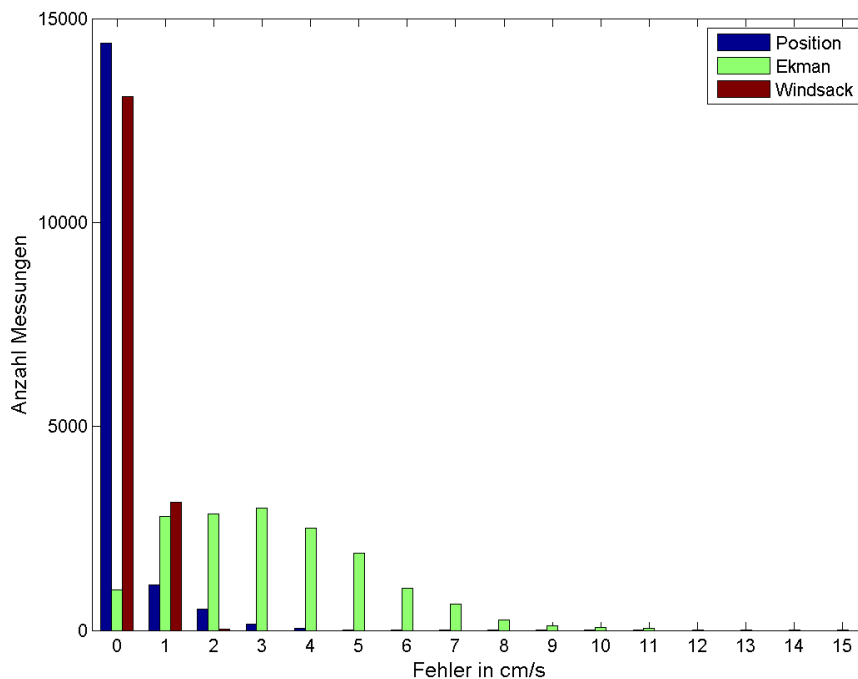


Abbildung 21 Fehler (einfache Standardabweichung) für die Bestimmung von u_g aus Driftermessungen von 2°N bis 2°S und 32°W bis 15°W unterteilt in 3 Gruppen (Glg. (9))

Die Verwendung dieser Fehlerrechnung zur Berechnung eines Konfidenzintervalls für einen Monatswert ist aber aus folgendem Grund fragwürdig. Die Monatswerte wurden für eine 4°x17° Box bestimmt, damit beinhaltet jeder Monatswert Geschwindigkeiten aus verschiedenen Strömungsbändern. Das bedeutet, dass die statistische Messunsicherheit von einer großen Variabilität aufgrund der räumlichen Dimension und der zeitlichen Auflösung überlagert wird. Dazu kommt Variabilität durch die unterschiedliche Verteilung der Drifter innerhalb der Box für den jeweiligen Monat.

Deshalb habe ich den statistischen Fehler $\frac{s}{\sqrt{N}}$ über die Standardabweichung s und die Freiheitsgrade N ohne Einbeziehung des oben berechneten Messfehlers bestimmt. Für den statistischen Fehler ergeben sich wesentlich höhere Unsicherheiten aufgrund der oben genannten Variabilität (siehe Abbildung 22).

Die Berechnung der Freiheitsgrade wird beispielhaft anhand eines SVP Drifters für den Monatswert August 1998 gezeigt (siehe Abbildung 23). Dieser Drifter ist den gesamten Monat über in der 4°x17° Box geblieben und hat damit 31*4=124 Messwerte gesammelt.

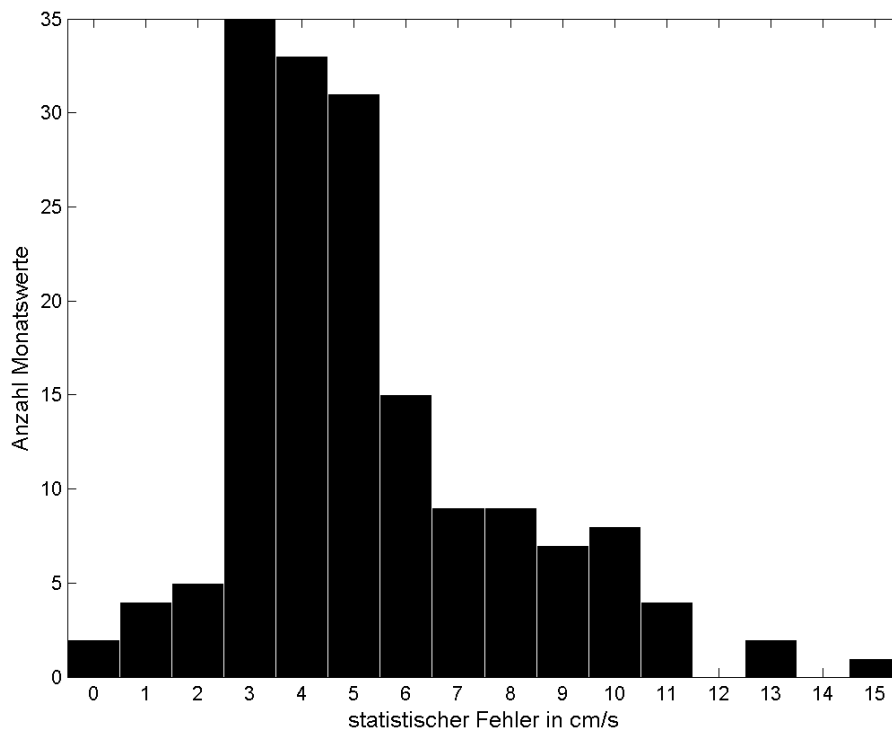


Abbildung 22 statistischer Fehler für die geostrophische Geschwindigkeit aus der Berechnung der Monatswerte (2°N bis 2°S, 32°W bis 15°W)

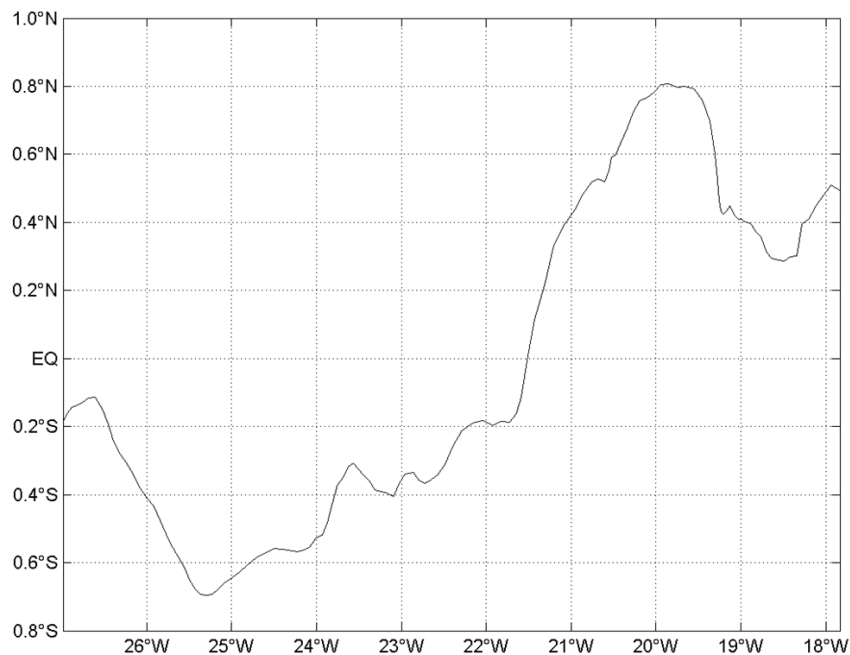


Abbildung 23 Trajektorie des SVP Drifters mit der ID 9819387 im August 1998

Die Autokorrelation zeigt wie stark Nachbarwerte in einer Messreihe voneinander abhängig sind. Hierzu korreliert man die Messreihe mit sich selbst und verschiebt diese zeitlich gegeneinander. In Abbildung 24 (nächste Seite) ist solch eine Autokorrelation von Drifter 9819387 für den Monatswert August 1998 dargestellt. Sinkt die Korrelation in den Konfidenzbereich, so kann man sagen, dass ab dieser Zeitverschiebung die Messreihe mit einer 95%igen Sicherheit unkorreliert ist. Somit sind Messwerte mit diesem zeitlichen Abstand zueinander vermutlich unabhängig. Der Freiheitsgrad gibt die Anzahl an unabhängigen Messungen an. Von dem Drifter 9819387 liegen für den Monat August, 1998 124 Messungen vor. Die Messreihe ist ab einer Verschiebung um 9 Messpunkte nicht mehr autokorreliert. Somit nimmt eine unabhängige Messung den Bereich +/- 8 Messungspunkte ein, beziehungsweise hat eine Breite von 17 Messungen. Für die Berechnung jeden Freiheitsgrades eines jeden Drifters habe ich die Anzahl der Messungen jedes einzelnen Drifters durch die Breite des individuell berechneten Fensters geteilt, um damit auf die Anzahl der Freiheitsgrade zu kommen. Diese wiederum wurden für jeden Monat mit den Freiheitsgraden aus ARGO float Messungen aufaddiert. Für die ARGO float Messungen habe ich jede Messung als unabhängig angenommen, da für jeden Auftauchvorgang jeweils nur eine Messung vorliegt.

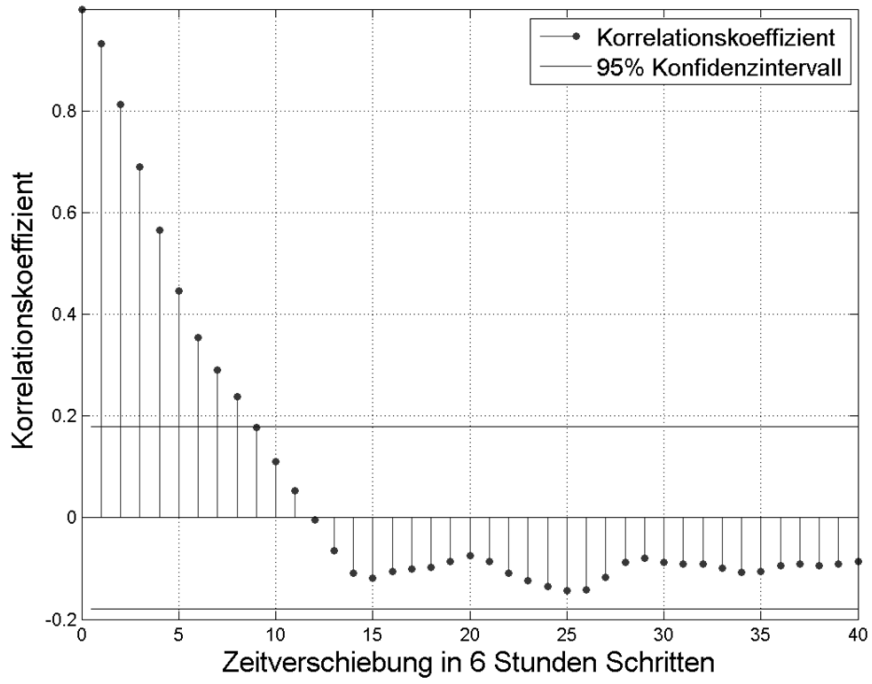


Abbildung 24 Autokorrelation der Messreihe des Drifters 9819387 für August 1998

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1 Gewichtungsfunktion $W_b = 0.5 - 0.5 \cdot \tanh\left(2 \cdot \left(\left \frac{y}{180^\circ} \cdot \pi - 3\right \right)\right)$ mit $W_f = 1 - W_b$	6
Abbildung 2 Anzahl der Datenpunkte für Monatsdaten von Surface Velocity Program Driftern auf einem 1° Breitengrad Gitter	7
Abbildung 3 Durchschnittliche Anzahl an Beobachtungspunkten von Driftern für 5°N bis 5°S und 32°W bis 15°W für 1997 bis 2011; ARGO (Schwarz), SVPD (Blau)	8
Abbildung 4 Anzahl der Datenpunkte für Monatsdaten von Surface Velocity Program Driftern und Argo Floats auf einem 1° Breitengrad Gitter	9
Abbildung 5 Schematische Zeichnung eines Argo Floats (Quelle: www.argo.ucsd.edu)	10
Abbildung 6 Schematische Zeichnung eines SVP Drifters (Quelle: www.aoml.noaa.gov)	10
Abbildung 7 Jahresgang der Drifterdaten und der Altimeterdaten für die Jahre 1997 bis 2011 (32°W-15°W; 2°N-2°S)	13
Abbildung 8 Zeitreihe der geostrophischen Anomalie von Driftern und Altimetrie (Monatsmittel; 32°W-15°W; 2°N-2°S)	14
Abbildung 9 +/- 2 Monate gleitendes Mittel für Satelliten- und Drifteranomalien, Harmonischer Sinus Fit der 1670 Tage Periode (32°W-15°W; 2°N-2°S)	16
Abbildung 10 Lineare Regression der Anomalien für ein gleitendes Monatsmittel (+/- 2 Monate gleitendes Mittel; 32°W-15°W; 2°S-2°N; 1997-2011)	17
Abbildung 11 Erklärte Varianz eines Sinus-Fits (Methode der kleinsten Quadrate) angepasst an die Anomalie der Driftermessungen (32°W-15°W; 1997-2011)	18
Abbildung 12 Mittlere Position der Drifter für den Bereich 2°N bis 2°S	20
Abbildung 13 Mittlere Position der Driftermessung für ein 1° Gitter und die jeweilige Sollposition (Monatsmittel; 32°W-15°W; 1999-2011)	20
Abbildung 14 geostrophische Geschwindigkeit aus Driftern auf ein 0.5° Gitter interpoliert (siehe Gleichung (3.7), (3.6) (+/- 2 Monate gleitendem Mittel; 1999-2011)	21
Abbildung 15 geostrophische Geschwindigkeit aus Altimetrie auf ein 0.5° Gitter interpoliert (siehe Gleichung (3.7), (3.6) (+/- 2 Monate gleitendem Mittel; 1999-2011)	22
Abbildung 16 Korrelationskoeffizienten für Drifter- und Altimetriedaten interpoliert auf ein 0.5° Gitter (32°W-15°W)	22
Abbildung 17 einfache Standardabweichungen für Drifter- und Altimetriedaten interpoliert auf ein 0.5° Gitter (+/- 2 Monate gleitendes Mittel, 32°W-15°W, 1999-2011)	23
Abbildung 18 erklärte Varianz und Amplitude eines Sinus-Fits (Methode der kleinsten Quadrate) angepasst an die Anomalie der Driftermessungen und der Satellitenmessungen auf ein 0.5° Gitter interpoliert (+/- 2 Monate gleitendes Mittel, 32°W-15°W; 1999-2011)	24
Abbildung 19 Anomalie Zeitreihen aus Driftern und mit Kurvenfit nach der Methode der kleinsten Quadrate. Zeitreihen siehe Kapitel 3.4	27

Abbildung 20 Fehler (einfache Standardabweichung) für die Bestimmung von u_G aus Driftermessungen von 2°N bis 2°S und 32°W bis 15°W	32
Abbildung 21 Fehler (einfache Standardabweichung) für die Bestimmung von u_G aus Driftermessungen von 2°N bis 2°S und 32°W bis 15°W unterteilt in 3 Gruppen (Glg. (9))	32
Abbildung 22 statistischer Fehler für die geostrophische Geschwindigkeit aus der Berechnung der Monatswerte (2°N bis 2°S, 32°W bis 15°W)	33
Abbildung 23 Trajektorie des SVP Drifters mit der ID 9819387 im August 1998	34
Abbildung 24 Autokorrelation der Messreihe des Drifters 9819387 für August 1998	35

Literaturverzeichnis

- Brandt, P., A. Funk, V. Hormann, M. Dengler, R. J. Greatbach, und J. M. Toole (2011). *Interannual atmospheric variability forced by the deep equatorial Atlantic Ocean*. *Nature*, Vol. 473, 497-501, 2011.
- Chelton, D. B., J. C. Ries, B. J. Haines, L.-L. Fu, und Callahan P. S. (2001). „Satellite Altimetry.“ In *Satellite Altimetry and Earth Sciences: A handbook of techniques and applications*, Editors: L.-L. Fu and A. Cazenave. Academic Press: 1-130, 2001.
- Didwischus, S.-H. (2010). *Analyse der Strukturen atlantischer äquatorialer Deep Jets anhand von Verankerungs- und Drifter-Daten*. Diplomarbeit, Mathematisch Naturwissenschaftliche Fakultät der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, 2010.
- Emery, W. J., und R. E. Thomson (1997). *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. Pergamon Press, 1997.
- Grodsky, S. A., R. Lumpkin, und J. A. Carton (2011). *Spurious trends in global surface drifter currents*. *G. Res. L.*, Vol. 38, L10606, 2011.
- Lagerloef, G. S. E., G. T. Mitchum, R. B. Lukas, und P. P. Niiler (1999). *Tropical Pacific near-surface currents estimated from altimeter, wind, and drifter data*. *J. Geophys. Res.*, 104, 23, 313-23, 326, October 15, 1999.
- Lebedev, K., H. Yoshinari, N. A. Maximenko, und P. W. Hacker (2007). *YoMaHa'07: Velocity data assessed from trajectories of Argo floats at parking level and at the sea surface*. IPRC Technical Note No. 4(2), 2007.
- Lumpkin, R., und M. Pazos (2007). „Measuring surface currents with Surface Velocity Program drifters: The instrument, its data, and some recent results.“ In *Lagrangian Analysis and Prediction of Coastal and Ocean Dynamics*, edited by A. Griffa et al. chap. 2, pp. 39-67, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K., 2007.
- Niiler, P. P., A. S. Sybrandy, K. Bi, P. M. Poulain, und D. Bitterman (1995). *Measurements of the water-following capability of holey-sock and TRISTAR drifters*. *Deep Sea Res., Part I*, 42, 1951-1964, 1995.
- Niiler, P. P., und J. D. Paduan (1995). *Wind-Driven Motions in the Northeast Pacific as Measured by Lagrangian Drifters*. *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 2819-2830, 1995.
- Pazan, S. E., und P. P. Niiler (2000). *Recovery of Near-Surface Velocity from Undrogued Drifters*. *J. of Atm. and O. Technology*, 18, 2000.
- Picaut, J., und A. J. Busalacchi (2001). „Tropical Ocean Variability.“ In *Satellite Altimetry and Earth Sciences: A handbook of techniques and applications*, Editors: L.-L. Fu and A. Cazenave. Academic Press: 217-236, 2001.

Danksagung:

Ich möchte mich bei Prof. Dr. Peter Brandt und bei Priv. Doz. Dr. Arne Biastoch für die Betreuung meiner Bachelorarbeit und für die Unterstützung danken.

Ebenso bedanke ich mich bei Dr. Andreas Funk, Janine Urban und Markus Graemer für die vielen Kommentare und interessanten Anregungen.

Zuletzt gilt mein Dank denen, die mich während der Zeit meiner Bachelorarbeit tatkräftig unterstützt haben.

Eidesstattliche Erklärung:

Hiermit versichere ich, Tronje Peer Kemena, an Eides statt, dass ich die vorliegende Bachelorarbeit selbstständig, nur mit Hilfe der genannten Quellen und ohne unerlaubte Hilfsmittel verfasst habe.

Kiel, den _____, _____